

华北克拉通兴城早白垩世玄武玢岩锆石、金红石 地球化学特征及其地质意义

何登洋, 邱昆峰, 张 莲, 于皓丞, 杨泽宇

(中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘 要: 华北克拉通在中生代时期发生大规模的岩石圈减薄, 伴生的早白垩世火山岩为研究克拉通破坏提供了窗口, 但其中镁铁质火山岩成因和岩浆源区性质的争议, 制约了对克拉通破坏机制和中生代岩石圈减薄结束时间的认识。本文用激光剥蚀电感耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)方法对兴城玄武玢岩中的锆石、金红石进行了系统的微量元素分析, 以揭示岩浆源区性质及其演化, 并进一步探讨了华北克拉通中生代岩石圈减薄的机制和结束时间。锆石 t_{Ti} 温度计计算结果表明, 兴城玄武玢岩锆石结晶温度为 $695 \sim 779^{\circ}\text{C}$, 平均温度为 730°C , 说明玄武玢岩可能起源于俯冲带地幔楔交代橄榄岩。微量元素分析结果显示, 锆石富集 HREE, LREE 与 HREE 分异明显, Nb、Ti 亏损, Th、U 和 Hf 相对富集, Ce、Eu 呈不同程度的正、负异常; 金红石 Nb、Ti、Hf 等高场强元素呈不同程度富集, Sr 明显亏损, 无明显的 Ce、Eu 异常。微量元素特征也显示玄武玢岩岩浆起源于岩石圈地幔交代橄榄岩, 后期经历了氧化作用和分离结晶作用。结合区域内相关地质资料, 认为兴城玄武玢岩岩浆为古老岛弧型岩浆。华北克拉通中生代岩石圈减薄的结束时间可约束到早白垩世晚期(约 105 Ma), 高角度俯冲的古太平洋板块回撤为华北克拉通岩石圈减薄的一级动力学机制, 热化学侵蚀或拆沉为二级机制。

关键词: 锆石; 金红石; 锆石 t_{Ti} 温度计; 微量元素地球化学; 早白垩世玄武玢岩; 华北克拉通

中图分类号: P588.14+6; P595

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2020)06-0735-16

Zircon and rutile geochemistry of the Early Cretaceous basaltic porphyry from Xingcheng in the North China Craton and its geodynamic implications

HE Deng-yang, QIU Kun-feng, ZHANG Lian, YU Hao-cheng and YANG Ze-yu

(School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China)

Abstract: The Mesozoic large-scale lithosphere thinning of North China Craton (NCC) was documented by coeval volcanic rocks. Petrogenesis and magma source of the mafic volcanic rocks in the NCC is debated, which therefore restricts the understanding of mechanism and termination time of the NCC Mesozoic lithosphere thinning. In this paper, the Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) was used to analyze the trace elements of zircons and rutiles in basaltic porphyry from the Xingcheng area, with the purpose of revealing the nature and evolution of magma source and further providing insights into mechanism and termination time of the NCC Mesozoic lithosphere thinning. t_{Ti} thermometer of zircon shows that the zircons crystallized at $695 \sim 779^{\circ}\text{C}$, with an average crystallization temperature at 730°C , indicative of an origin of mantle wedge metasomatic peridotite in the subduction zone. Zircons of basaltic porphyry display geochemical characteristics of high HREE and HREE/LREE

收稿日期: 2020-04-29; 接受日期: 2020-09-24; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 国家自然科学基金(91962106); 高等学校学科创新引智计划(BP071902); 中国地质大学(北京)2019年度本科教育质量提升计划和2020年度创新创业训练计划(202011415006)

作者简介: 何登洋(1998-), 男, 地质学专业, E-mail: dengyangheer@qq.com; 通讯作者: 邱昆峰(1986-), 男, 副教授, 博士生导师, 主要从事矿床学科研究与教学工作, E-mail: kunfengqiu@qq.com。

ratio, negative Nb-Ti anomalies, relative enrichment of Th, U and Hf, positive Ce anomaly, and negative Eu anomaly. Rutile granules are characterized by high concentrations of Nb, Ti and Hf, and Pb, negative Sr anomaly, without obvious Ce and Eu anomalies. Such characteristics indicate that the basaltic porphyry magmas originated from partial melting of metasomatic lithospheric mantle peridotite, and the basaltic magma erupted after oxidation and fractional crystallization. It is therefore proposed that the termination of the North China Craton Mesozoic lithosphere thinning can be restricted to ca. 105 Ma in the Early Cretaceous, and the Xingcheng basaltic magma shows ancient island arc magma affinity. The slab rollback of the subducted Paleo-Pacific plate with high-angle was the dominant geodynamic mechanism, and the overlying lithospheric mantle was heated, corroded, and delaminated, which seems to have been the secondary mechanism.

Key words: zircon; rutile; t_{Ti} thermometer of zircon; trace element geochemistry; Early Cretaceous basaltic porphyry; North China Craton

Fund support: National Natural Science Foundation (91962106); Programme of Introducing Talents of Discipline to Universities (BP071902); Innovation and Entrepreneurship Training Program and Undergraduate Education Quality Improvement Program of the China University of Geosciences, Beijing (202011415006)

辽宁省兴城地区位于华北克拉通东北缘,中生代以来受太平洋板块俯冲影响,发生大规模的岩石圈减薄,并伴随有断陷盆地、岩浆活动和变质核杂岩的形成(Deng *et al.*, 2018)。早白垩世玄武岩是华北克拉通岩石圈减薄与克拉通破坏的重要产物之一,可能完整记录了克拉通破坏机制与演化过程信息(Deng *et al.*, 2017; Liang *et al.*, 2020)。

锆石是分布最广泛的副矿物之一,稳定性强,锆石 t_{Ti} 温度计能反映岩石结晶温度,其微量元素地球化学特征可反映岩浆源区成分特征,区分洋壳与陆壳锆石并示踪岩石的形成过程(赵振华, 2010; Qiu *et al.*, 2020)。金红石是俯冲带岩石中高场强元素的一个重要载体,它可以容纳高达百分含量的高场强元素和过渡金属元素(如 Nb、Ta、V、Cr、Fe 和 Al 等)(Xiao *et al.*, 2006; 高晓英等, 2011)。金红石的微量元素地球化学特征可用于变质岩原岩恢复、指示岩石成因和反映构造背景, Nb、Ti 等高场强元素能揭示地质过程,在俯冲带地质作用以及壳幔相互作用中具有重要的指示意义(Schmidt *et al.*, 2009)。

兴城玄武岩为华北克拉通东北缘早白垩世基性岩浆活动的产物,是研究克拉通北缘岩石圈减薄的理想对象。前人对兴城地区早白垩世火山岩做了系统的全岩地球化学、Sr-Nd-Pb 同位素以及年代学分析。李伍平等(2002)研究认为辽西早白垩世火山岩是岩石圈地幔部分熔融的产物,并伴有少量地壳混染,且形成于伸展构造背景下;周新华等(2001)通过系统的 Sr-Nd-Pb 同位素分析认为,华北克拉通北缘晚中生代火山岩形成于岩石圈深部物质的部分熔

融,且源区与古老克拉通块体具有亲缘性;王睿等(2016)认为兴城早白垩世中基性火山岩起源于增厚下地壳的部分熔融。岩石成因和岩浆源区性质的争议,阻碍了对克拉通破坏机制和中生代结束时间的认识。鉴于此,本文以兴城早白垩世玄武岩为研究对象,结合已有研究资料,通过详细的岩石学,锆石、金红石微量元素地球化学和锆石 t_{Ti} 温度计研究,分析岩浆源区成分特征和探讨岩浆起源与演化,并在此基础上进一步探讨玄武岩的成因、形成构造背景和克拉通破坏的机制,以约束华北克拉通中生代岩石圈减薄的结束时间。

1 区域地质背景

华北克拉通位于中国东部,北靠中亚造山带,南邻秦岭-大别造山带(图 1a),具有太古宙-元古代的结晶基底和中元古代以来基本未变质的沉积盖层。显生宙时期华北克拉通南、北、东 3 个方向分别受到了古特提斯洋、古亚洲洋和古太平洋板块俯冲的影响而发生了大规模岩浆活动(Deng *et al.*, 2018, 2020a, 2020b; Qiu *et al.*, 2019)。

研究区位于华北克拉通北缘东部,燕山裂陷槽东段边缘,北邻兴蒙造山带,东南为华北断拗(周晓萍等, 2015)。区内从太古宙到新生代的地质层都有出露且较为齐全。太古宙主要为斜长角闪岩、二云母片岩等,地层零星分布出露面积小。元古宙地层主要为长城系,自下而上依次为常州沟组、串岭沟组、团山子组、大红峪组,岩性主要为砂岩和白云岩

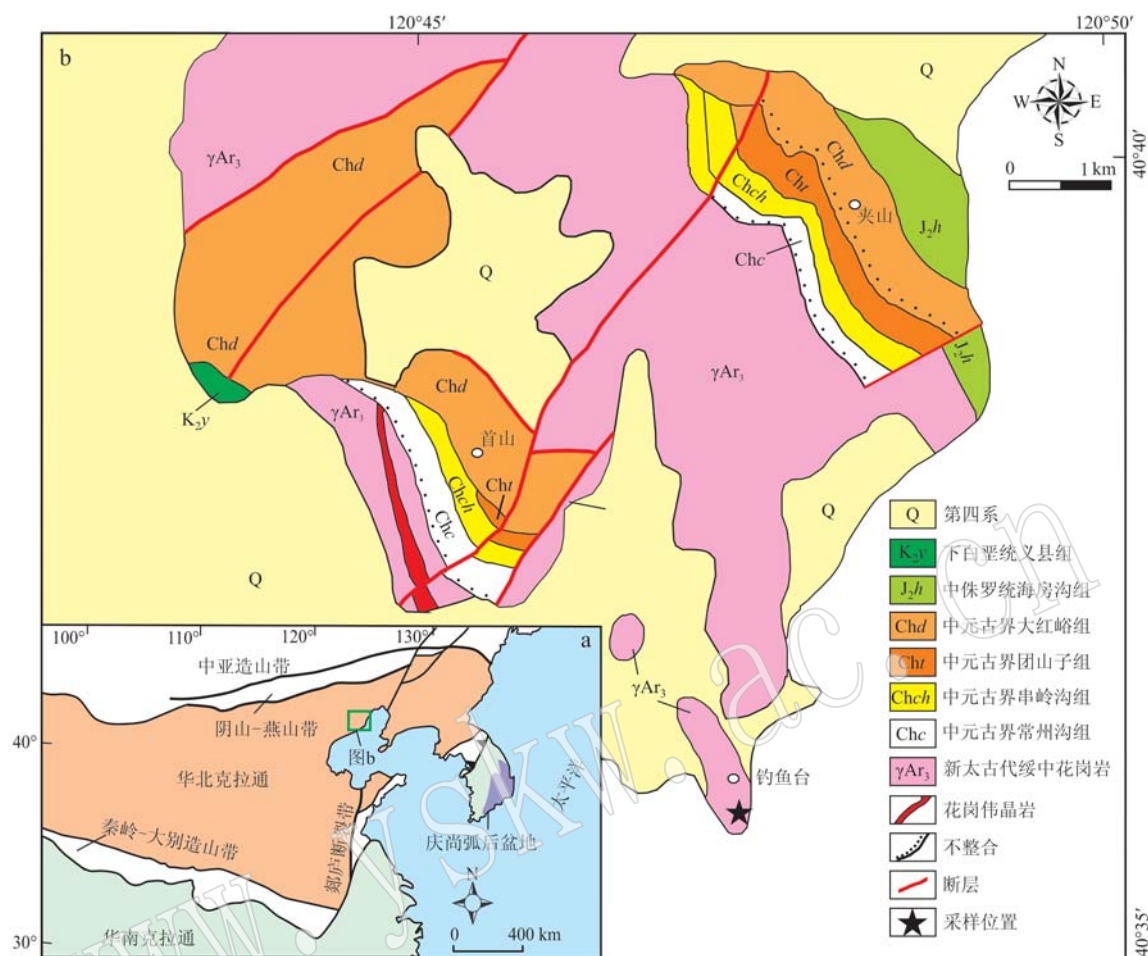


图1 华北克拉通北缘兴城地区地质简图(据周帅等, 2017; Deng *et al.*, 2020a 修编)

Fig. 1 Sketch geological map of the Xingcheng area on the north margin of the NCC (modified after Zhou Shuai *et al.*, 2017; Deng *et al.*, 2020a)

等陆源碎屑岩和碳酸盐岩(周帅等, 2017; 图1b)。古生代以来区内主要以灰岩、白云岩以及砂岩等碳酸盐岩和陆源碎屑岩为主,此外区内广泛分布有白垩系义县组火山岩(张旻旻, 2016)。

区内岩浆活动主要发生在太古宙和中生代。太古宙花岗岩分布面积较大,岩性主要为黑云母花岗岩和二长花岗岩。中生代时期区内岩浆活动较为频繁,晚三叠世以石英二长岩和二长花岗岩为主,早中侏罗世早期岩性主要为石英二长岩、闪长岩和花岗斑岩,晚侏罗-早白垩世岩浆岩为以二长花岗岩为主的花岗质岩石和中基性火山岩(王睿等, 2016; 刘庆等, 2018)。

研究区内的构造演化史大体可分为3个阶段:太古宙-古元古代基底形成阶段、中元古代至早三叠世盖层发育阶段、晚三叠世至中生代末期的板内变形的活化阶段(张旻旻, 2016)。中元古代区内发生

强烈的大陆裂谷作用,形成了东西向展布的巨大隆起和凹陷。古生代期间地壳活动不剧烈,构造岩浆活动均不明显,沉积建造发育。中生代期间受强烈的印支-燕山期构造活动影响,形成一系列北东-北北东向褶皱、断裂构造以及中小型断陷盆地(崔芳华, 2015; 周晓萍等, 2015)。区内变质作用以前寒武纪时期的区域变质作用为主,其中花岗质侵入岩变形变质最为强烈,形成大规模的花岗片麻岩以及少量角闪岩。中生代以来受陆内造山和板内拉张作用的影响,形成了部分花岗质片麻岩(Liang *et al.*, 2015; 刘庆等, 2018)。

2 地质体特征及岩相学

研究区内广泛出露新太古代片麻状花岗岩,岩性主要为黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩和花岗细

晶岩等,其内部可见少量后期侵入的基性岩脉(周帅等, 2017)。本文研究的玄武玢岩样品(LX01)采自辽宁省兴城市海滨地区(GPS: N40°36'10", E120°47'34"; 图 1b)。玄武玢岩呈脉状产出,切穿花岗细晶岩和黑云母二长花岗岩,为出露岩石中最晚的一期(图 2a)。黑云母二长花岗岩球形风化严重,岩脉近南北走向,倾向西。玄武玢岩风化面为灰白色,新鲜面为绿黑色,隐晶质结构、块状构造(图 2b),样品表面未见明显的次生蚀变。花岗细晶岩风化面为黄色,新鲜面为灰白色,细粒结构块状构造,主要矿物为钾长石、斜长石、石英及少量黑云母。二长花岗岩

新鲜面为浅肉红色,风化面为灰白色,中粗粒结构块状构造,主要矿物为钾长石、斜长石和石英。

玄武玢岩镜下呈斑状结构,斑晶主要为橄榄石,约占 5%,基质主要为斜长石、辉石和玻璃质,约占 90% 以上(图 3)。橄榄石斑晶呈无色粒状,他形-半自形,晶体发育裂纹,可见尖锐的六边形断面,二级到三级干涉色,部分橄榄石发生方解石化,其裂纹处可见方解石(图 3c)。基质辉石呈纤维状,灰黑色,玄武质玻璃呈黄色,斜长石长条状,一级灰白干涉色(图 3a、图 3c)。

周晓萍等(2015)锆石U-Pb年代学研究结果表

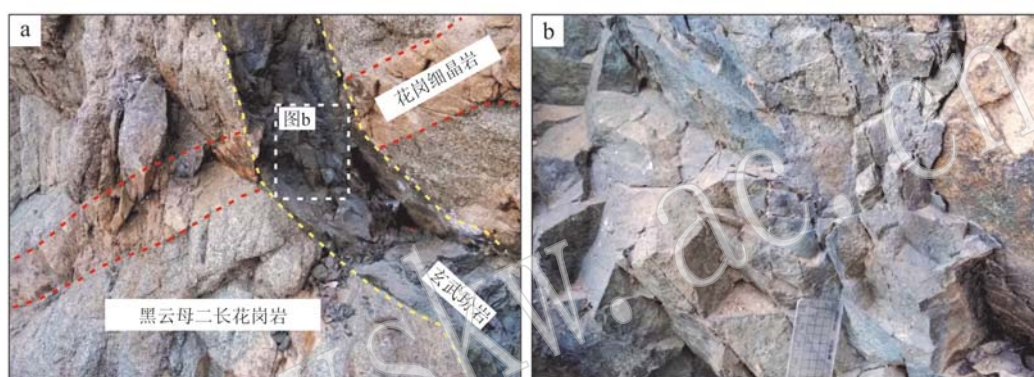


图 2 兴城玄武玢岩野外岩石学特征

Fig. 2 Photographs showing characteristics of texture and lithology of the basaltic porphyry in Xingcheng

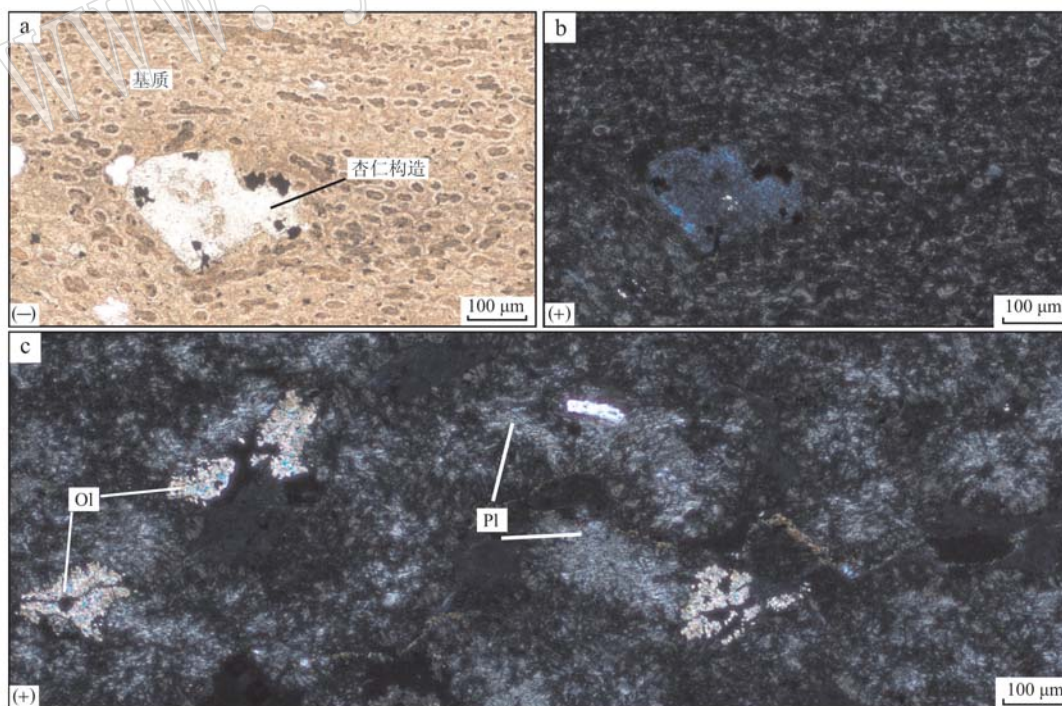


图 3 兴城玄武玢岩显微岩相学特征

Fig. 3 Photomicrographs of the basaltic porphyry in Xingcheng

a、b—玄武玢岩中的杏仁构造; c—玄武玢岩中橄榄石斑晶与斜长石基质; Ol—橄榄石; Pl—斜长石
a, b—the amygdaloidal structure in the basaltic porphyry; c—olivine phenocryst and plagioclase matrix in the basaltic porphyry;
Ol—olivine; Pl—plagioclase

明兴城黑云母二长花岗岩结晶年龄为 2496 ± 18 Ma, 花岗细晶岩的结晶年龄为 2479 ± 29 Ma, 均为古元古代早期岩浆作用的产物。采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 获得兴城玄武玢岩喷出年龄为 104.8 ± 6.5 Ma (未发表数据), 与华北克拉通集中喷发的时间较吻合, 为早白垩世晚期岩浆活动的产物。上述年代学资料表明, 出露的 3 期岩浆岩侵位的先后顺序为黑云母二长花岗岩、花岗细晶岩、玄武玢岩, 这与野外穿切关系一致。

3 测试分析方法

3.1 锆石和金红石微量元素分析方法

选取去除风化面后的新鲜玄武玢岩样品 (LX01) 进行锆石、金红石微量元素分析。微量元素分析测试在中国地质调查局天津地质调查中心实验测试室完成。在显微镜下挑选无裂痕、晶形完好的锆石制备样品靶, 然后对其进行反射光、透射光分析。测试之前用酒精擦拭锆石样品靶表面, 以除去污染。微量元素含量分析仪器为 Resonetics RESolution S-155 ArF-Excimer 激光器和 Agilent 7900 电感耦合等离子体质谱仪。激光剥蚀采样过程以 He 为载气, 能量密度为 10 J/cm^2 , 频率为 10 Hz, 采样束斑直径为 $29 \mu\text{m}$ 。采用 Plesovice 和 91500 标准锆石作为外标进行基体校正; 成分标样采用 SRM612, 其中 ^{29}Si 作为内标元素。采用 ICPMS-DataCal 9.0 处理实验数据, 具体的仪器配置和实验流程详见 Geng 等 (2017)。金红石的 LA-ICP-MS 微量元素分析采用相同的仪器, 分析测试前首先对样品进行反射光和透射光分析。剥蚀物质的载气为 He, 能量密度为 10 J/cm^2 , 频率为 10 Hz, 采样束斑直径为 $40 \mu\text{m}$ 。分析使用 NIST612 为外标、Ti 作为内标计算金红石微量元素含量。实验数据处理采用 ICPMS-DataCal 9.0, 数据处理过程中剔除了信号波动较大的数据。具体的仪器配置与操作和数据处理流程参见周红英等 (2013)。

3.2 锆石 Ti 温度计计算方法

与金红石或其他富 Ti 矿物共生的锆石, 其 Ti 含量受温度影响极大 (Troitzsch and Ellis, 2005; Watson *et al.*, 2006)。Watson 等 (2006) 通过开展高温、高压实验 ($1 \sim 2 \text{ GPa}$, $675 \sim 1450^\circ\text{C}$, 初始物质为多组分含 ZrO_2 的硅酸盐熔体和热液), 发现锆石 Ti 含

量与锆石结晶温度呈对数线性变化, 其计算公式为:

$$\begin{aligned} \lg \text{Ti}_{\text{锆石}} &= (6.01 \pm 0.03) - (5080 \pm 30)/T(\text{K}) \\ t(^{\circ}\text{C}) &= (5080 \pm 30)/[(6.01 \pm 0.03) - \\ &\quad \lg \text{Ti}_{\text{锆石}}] - 273.15 \end{aligned} \quad (1)$$

其中, $\text{Ti}_{\text{锆石}}$ 为锆石中钛含量 (10^{-6}), 该温度计对压力变化不敏感。当上述温度计用于源区物质和生长条件均不清楚的锆石时误差为 $\pm 10^\circ\text{C}$ 。Ferry 等 (2007) 根据锆石中独立变化的相成分提出了校正后的新热力学锆石 Ti 温度计。该模型认为 Ti 的含量依赖于 TiO_2 和 SiO_2 的活度, 经过修正的 Ti 温度计可扩展到有石英共存的体系中, 经整理后其计算公式为:

$$\begin{aligned} \lg \text{Ti}_{\text{锆石}} &= (5.711 \pm 0.072) - (4800 \pm 86)/T(\text{K}) - \\ &\quad \lg \alpha(\text{SiO}_2) + \lg \alpha(\text{TiO}_2) \\ t(^{\circ}\text{C}) &= (4800 \pm 86)/[(5.711 \pm 0.072) - \lg \text{Ti}_{\text{锆石}} - \\ &\quad \lg \alpha(\text{SiO}_2) + \lg \alpha(\text{TiO}_2)] - 273.15 \end{aligned} \quad (2)$$

其中 $\alpha(\text{SiO}_2)$ 为 SiO_2 活度, $\alpha(\text{TiO}_2)$ 为 TiO_2 活度。当岩石中锆石与金红石共生即锆石-金红石平衡时, $\alpha(\text{TiO}_2) \approx 1$, 故本文取 TiO_2 活度值为 1 (Ferry and Watson, 2007)。一般认为地壳岩石的 $\alpha(\text{SiO}_2)$ 为 $0.5 \sim 1$, 当岩石中存在石英或与石英共生时, $\alpha(\text{SiO}_2) \approx 1$ (Ferry and Watson, 2007; 周敖日格勒等, 2017)。考虑到兴城玄武玢岩硅不饱和, 故本文取 $\alpha(\text{SiO}_2)$ 值为 0.5 (艾昊等, 2018)。本文拟采用公式 (1)、(2) 计算玄武岩锆石结晶温度。

4 测试结果

4.1 锆石微量元素特征

从表 1 可见, 锆石样品稀土元素含量较高, 总稀土元素含量为 $1211 \times 10^{-6} \sim 5819 \times 10^{-6}$, 主要为 $1211 \times 10^{-6} \sim 1914 \times 10^{-6}$ 。轻重稀土元素含量分别为 $38 \times 10^{-6} \sim 592 \times 10^{-6}$ 和 $1124 \times 10^{-6} \sim 5228 \times 10^{-6}$, 大部分锆石重稀土元素含量为 $1124 \times 10^{-6} \sim 1873 \times 10^{-6}$, 轻稀土元素含量为 $38 \times 10^{-6} \sim 150 \times 10^{-6}$ 。LREE/HREE 值为 $0.02 \sim 0.11$ (表 1), 重稀土元素强烈富集。稀土元素球粒陨石标准化分配曲线图具有左倾特征, 轻重稀土元素分异明显, 具有不同程度的 Ce 正异常与 Eu 负异常, 与典型的未变质岩浆锆石特征相一致 (Belousova *et al.*, 2002; 图 4a)。锆石样品的 Ce 异常值为 $2.25 \sim 5.23$, Eu 异常值为 $0.04 \sim 0.83$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值均小于或等于 0.02 (表 1)。

表1 兴城玄武玢岩锆石成分 $w_B/10^{-6}$ 与锆石 t_{Ti} 温度
Table 1 Zircon composition $w_B/10^{-6}$ and t_{Ti} temperature of basaltic porphyry from Xingcheng

测点号	w-1	w-2	w-3	w-4	w-5	w-6
Mg	17.45	22.06	9.09	2.30	7.90	0.87
Al	51	165	32	88	169	65
Si	502 669	499 987	498 846	504 368	499 078	504 782
Ca	634	287	69	93	804	74
Ti	13.09	17.58	11.27	17.64	272.48	28.24
Fe	187.57	140.75	125.62	15.04	147.17	1.56
Co	0.39	0.88	0.04	4.82	—	0.03
Ni	2.24	1.09	1.83	2.44	2.96	1.60
Rb	0.50	0.29	0.29	0.94	1.27	0.52
Sr	4.65	8.14	2.78	0.59	1.37	0.81
Y	1420	1 538	1 190	3 668	9 320	3 648
Nb	4.16	3.42	3.08	4.33	23.67	7.30
La	5.71	7.41	8.03	3.28	58.57	1.03
Ce	76	80	54	17	321	15
Pr	4.32	5.51	2.46	1.00	20.80	0.49
Nd	26.98	30.48	12.21	7.84	114.33	6.65
Sm	13.69	19.37	8.42	11.99	75.34	13.63
Eu	4.30	7.39	2.70	0.64	1.73	0.58
Gd	31	39	21	79	279	86
Tb	7.69	9.43	5.40	27.94	76.14	29.37
Dy	95	103	73	322	858	326
Ho	40	42	31	104	286	103
Er	214	235	185	431	1 213	422
Tm	55	60	52	85	236	82
Yb	564	668	596	693	1 915	653
Lu	142	172	161	130.63	365.12	123.44
Hf	39 056	41 392	44 704	37 041	25 038	36 235
Pb	39.79	48.53	40.25	39.05	61.50	51.13
Th	630	623	419	142	3 087	211
U	1 316	1 750	1 760	684	2 527	690
ΣREE	1 280	1 479	1 211	1 914	5 819	1 862
LREE	130	150	88	41	592	38
HREE	1 149	1 329	1 124	1 873	5 228	1 825
LREE/HREE	0.11	0.11	0.08	0.02	0.11	0.02
(La/Yb) _N	0.01	0.01	0.01	—	0.02	—
δEu	0.64	0.83	0.63	0.06	0.04	0.05
δCe	3.74	3.08	2.97	2.26	2.25	5.23
$t_1/^\circ\text{C}$	765	793	751	793	1 148	841
$t_2/^\circ\text{C}$	707	734	695	734	1 069	779

锆石是 Hf 的主要赋存矿物,样品中 Hf 含量为 $25\,038 \times 10^{-6} \sim 44\,704 \times 10^{-6}$,为球粒陨石 Hf 含量 ($0.11 \times 10^{-6} \sim 0.20 \times 10^{-6}$; Barnes *et al.*, 1988) 的几十万倍。放射性成因的 U、Th、Pb 是锆石中常见的微量元素,本文玄武玢岩锆石样品中 U 含量为 $684 \times 10^{-6} \sim 2\,527 \times 10^{-6}$,Th 含量主要为 $142 \times 10^{-6} \sim 630 \times 10^{-6}$,Pb 含量为 $39.05 \times 10^{-6} \sim 61.50 \times 10^{-6}$ (表1)。锆石样品 Nb、Ti 中两个高场强元素 Ti 含量

较高为 $11.27 \times 10^{-6} \sim 272.48 \times 10^{-6}$,其中大部分锆石 Ti 含量低于 100×10^{-6} ,Nb 含量较低为 $3.08 \times 10^{-6} \sim 23.67 \times 10^{-6}$ (表1)。微量元素原始地幔标准化蛛网图显示富集 U、Pb、Hf,亏损 Rb、Sr 等大离子亲石元素,Nb、Ti 等高场强元素呈不同程度亏损,Ti 强烈亏损 (图4b)。

4.2 锆石 Ti 温度计计算结果

利用公式(1)和(2)共获得了6组锆石结晶温度,如表1所示。公式(1)计算出的锆石结晶温度为 $751 \sim 1\,148^\circ\text{C}$,其中大部分温度值小于 900°C ,利用校正后的公式(2)计算出的温度结果为 $695 \sim 1\,069^\circ\text{C}$,且大部分温度值小于 800°C (表1)。

4.3 金红石微量元素特征

兴城玄武玢岩金红石微量元素见表2。表2中共有19组数据,其中15~19共5组数据由于其Ti含量明显偏离于金红石理论Ti含量故将其剔除。从表2可知,除金红石样品稀土元素含量明显较低,总稀土元素含量为 $1.31 \times 10^{-6} \sim 47.80 \times 10^{-6}$ 。轻稀土元素相对富集,LREE/HREE 值为 $2.71 \sim 30.06$,大部分小于10,轻重稀土元素分异不明显 (图5a,表2)。稀土元素球粒陨石标准化图解显示弱的右倾模式,没有明显的Eu异常和Ce异常 (图5a)。相比锆石,金红石具有更低的Th、U含量和更高的Nb含量,其Th含量为 $0.02 \times 10^{-6} \sim 2.06 \times 10^{-6}$,U含量为 $0.14 \times 10^{-6} \sim 8.48 \times 10^{-6}$,Nb含量为 $567 \times 10^{-6} \sim 2\,778 \times 10^{-6}$ (表2)。微量元素原始地幔标准化图解显示,Nb、Hf高场强元素呈不同程度富集,为原始地幔的几百倍到几千倍,Rb、Sr等大离子亲石元素呈现明显的弱负异常 (图5b)。

5 讨论

5.1 兴城玄武玢岩岩浆起源与演化

锆石 Th-U 图解显示,Th/U 值主要为 $0.1 \sim 1$ (图6a),显示锆石为岩浆成因 (Belousova *et al.*, 2002; 赵志丹等, 2018)。锆石结晶温度主要落在了未变质岩浆锆石温度范围内 ($600 \sim 963^\circ\text{C}$, 图6b),这也说明锆石为岩浆成因。锆石稀土元素总含量为 $1\,211 \times 10^{-6} \sim 5\,819 \times 10^{-6}$,其中大部分锆石稀土元素含量为 $1\,211 \times 10^{-6} \sim 1\,914 \times 10^{-6}$,表明兴城玄武玢岩锆石稀土元素总含量整体位于基性岩浆锆石稀土元素总含量 (约 $2\,000 \times 10^{-6}$) 范围之内 (吴元保等, 2004)。在锆石球粒陨石标准化配分曲线图上,

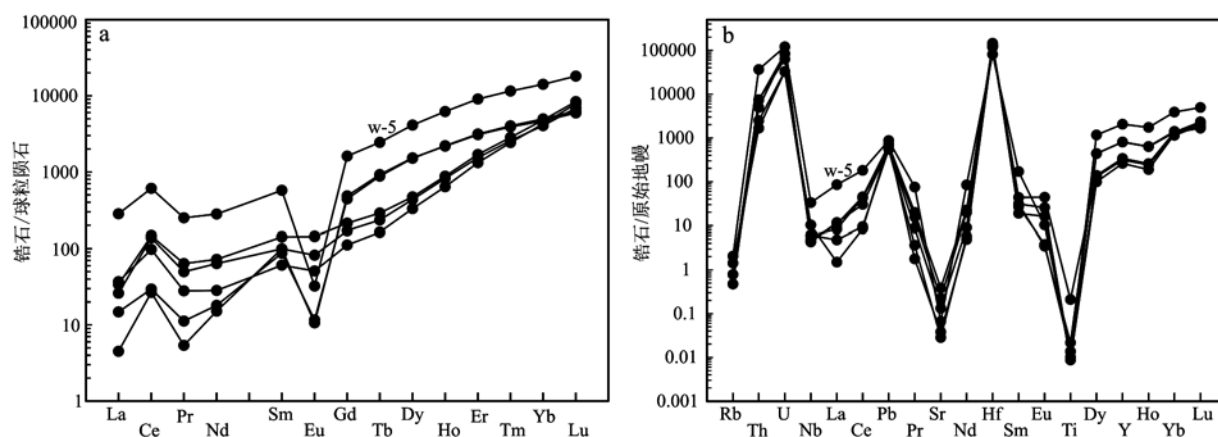
图4 锆石稀土元素球粒陨石标准化图解(a)和微量元素原始地幔标准化图解(b)(标准化数据据 Barnes *et al.*, 1988)Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive-mantle-normalized patterns (b) (after Barnes *et al.*, 1988) of zircon in basaltic porphyry of Xingcheng

表2 兴城玄武玢岩金红石地球化学成分组成

 $w_B/10^{-6}$

Table 2 The geochemical composition of rutile in basaltic porphyry from Xingcheng

测点号	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10
Mg	362	1 158	671	140	158	1 278	1 464	509	2 386	178
Al	430	716	378	258	69.3	973	1 081	517	1 559	103
Si	1 001	2 258	1 065	1 082	1 287	2 282	3 171	1 589	10 301	0
Ca	435	118	280	0	11	133	300	209	736	35
Fe	3 771	4 803	3 990	3 757	3 643	5 336	5 252	3 771	6 277	3 120
Co	13.04	3.91	0.41	1.25	9.70	16.38	8.38	0.40	24.58	27.64
Ni	7.82	2.69	0.22	7.16	5.09	9.58	5.96	0.04	13.52	12.36
Rb	0.38	0.69	0.12	0.33	0.13	1.24	—	0.79	1.82	—
Sr	4.43	5.27	12.58	2.64	6.32	4.83	17.13	7.66	22.98	2.10
Y	0.45	0.40	2.57	1.48	0.26	0.96	3.30	1.42	5.23	0.20
Nb	2 778	1 797	1 519	2 434	1 666	2 196	1 281	1 936	1 008	988
La	1.62	1.26	1.27	0.39	0.69	0.46	2.87	0.61	3.13	0.37
Ce	6.90	2.35	3.73	0.41	1.50	1.95	6.67	2.43	9.68	0.78
Pr	0.36	0.24	0.48	0.05	1.07	0.16	0.72	0.22	0.98	0.11
Nd	1.31	0.85	1.57	0.21	0.50	0.63	2.71	0.97	4.06	0.31
Sm	0.27	0.16	0.51	0.03	0.09	0.10	0.78	0.27	0.97	0.07
Eu	0.08	0.06	0.16	—	0.02	0.04	0.18	0.07	0.25	0.03
Gd	0.13	0.06	0.50	0.05	0.04	0.16	0.65	0.22	0.90	0.03
Tb	0.03	0.01	0.11	—	0.01	0.11	0.13	0.05	0.18	0.01
Dy	0.15	0.07	0.85	0.11	0.06	0.22	0.91	0.30	1.17	0.04
Ho	0.02	0.02	0.15	0.01	0.01	0.04	0.15	0.05	0.23	—
Er	0.02	0.04	0.37	0.03	0.02	0.15	0.44	0.18	0.66	0.01
Tm	0.01	0.01	0.05	—	—	0.01	0.05	0.03	0.08	—
Yb	0.05	0.03	0.33	0.03	—	0.12	0.35	0.18	0.60	0.01
Lu	—	0.01	0.04	0.01	—	0.01	0.04	0.02	0.08	—
Hf	20.27	41.32	40.19	36.61	37.53	40.80	32.12	40.43	39.11	45.56
Pb	2.39	2.97	6.67	1.08	5.91	2.26	11.59	5.10	13.86	1.03
Th	0.09	0.05	0.28	0.27	0.02	0.21	0.41	0.19	0.99	0.02
U	1.51	0.70	6.69	1.73	3.49	2.68	4.53	2.39	5.22	0.89
ΣREE	10.92	5.16	10.12	1.31	4.01	4.16	16.66	5.61	22.98	1.78
LREE	10.52	4.92	7.71	1.08	3.86	3.33	13.93	4.57	19.09	1.66
HREE	0.40	0.24	2.40	0.23	0.15	0.83	2.73	1.03	3.89	0.12
LREE/HREE	26.36	20.12	3.21	4.71	26.27	4.03	5.09	4.42	4.90	14.44
(La/Yb) _N	25.57	28.52	2.79	10.24	—	2.82	5.82	2.44	3.77	29.95
δEu	1.24	1.71	0.96	0.41	1.02	0.87	0.76	0.83	0.82	1.88
δCe	2.23	1.05	1.18	0.77	0.43	1.78	1.14	1.61	1.35	0.96

续表 2

Continued Table 2

测点号	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Mg	6 047	6 658	969	5 794	4 867	2 503	16 248	8 099	17 282
Al	66 289	7 713	723	3 515	4 359	3 654	8 023	21 102	45 568
Si	42 383	36 939	14 303	9 074	47 367	98 652	26 049	80 414	166 659
Ca	2 076	2 278	472	1 565	1 719	1 133	852	1 526	3 308
Fe	11 178	19 029	4 599	11 651	11 963	9 111	24 462	13 543	27 699
Co	3.70	117.99	0.56	3.97	17.51	10.57	11.47	5.00	91.89
Ni	7.99	137.65	1.00	9.43	15.49	9.89	29.10	8.31	54.25
Rb	29.40	14.26	0.02	1.87	1.96	7.95	0.28	27.48	90.76
Sr	33.18	9.93	8.32	25.31	22.64	13.44	21.12	121.98	306.27
Y	6.59	1.23	0.62	10.32	7.61	3.11	1.28	4.19	4.19
Nb	1 424	1582	2 465	567	1 380	2 035	1 202	949	1 121
La	7.69	6.09	2.05	2.73	22.71	17.34	3.15	2.00	5.17
Ce	20.32	12.82	4.43	8.16	99.22	71.18	7.72	5.08	10.75
Pr	2.40	1.44	0.56	1.20	5.57	3.44	0.83	0.60	1.18
Nd	9.71	4.25	2.15	5.42	18.97	13.46	2.73	2.61	4.80
Sm	2.11	0.81	0.29	1.64	3.53	2.19	0.60	0.54	0.91
Eu	0.46	0.22	0.07	0.45	0.77	0.51	0.17	0.22	0.28
Gd	1.40	0.33	0.19	1.59	1.81	1.23	0.46	0.56	0.78
Tb	0.26	0.05	0.02	0.33	0.27	0.13	0.06	0.10	0.12
Dy	1.56	0.28	0.11	2.29	1.63	0.64	0.32	0.68	0.75
Ho	0.27	0.04	0.02	0.42	0.30	0.10	0.06	0.15	0.14
Er	0.76	0.10	0.06	1.17	0.83	0.27	0.16	0.38	0.36
Tm	0.10	0.02	—	0.18	0.11	0.05	0.02	0.05	0.03
Yb	0.68	0.03	0.04	1.12	0.93	0.31	0.08	0.33	0.29
Lu	0.08	0.01	0.01	0.13	0.13	0.04	0.01	0.05	0.04
Hf	31.61	33.59	47.25	40.12	34.22	36.08	21.13	33.16	23.78
Pb	7.99	9.22	2.35	18.45	10.51	5.69	22.89	3.26	4.36
Th	1.35	0.21	0.15	2.06	1.44	0.66	0.26	1.11	1.41
U	4.43	2.64	0.14	8.48	6.88	1.19	3.56	2.73	3.14
ΣREE	47.80	26.48	10.00	26.83	156.78	110.89	16.38	13.35	25.60
LREE	42.68	25.63	9.55	19.60	150.77	108.12	15.21	11.05	23.09
HREE	5.12	0.85	0.45	7.24	6.01	2.77	1.16	2.30	2.51
LREE/HREE	8.34	30.06	21.38	2.71	25.08	39.00	13.08	4.81	9.22
(La/Yb) _N	8.07	129.05	38.65	1.74	17.58	40.46	27.00	4.37	12.87
δEu	0.82	1.32	0.93	0.86	0.93	0.94	1.00	1.22	1.00
δCe	1.16	1.06	1.01	1.11	2.16	2.26	1.17	1.13	1.07

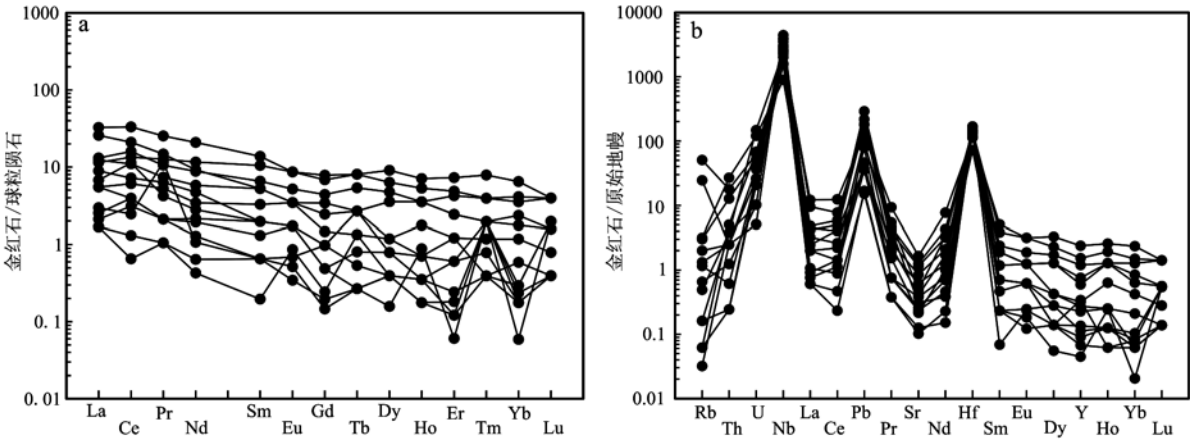


图5 金红石稀土元素球粒陨石标准化图解(a)和微量元素原始地幔标准化图解(b)(标准化数据据 Barnes *et al.* , 1988)
Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive-mantle-normalized patterns (b) of rutile in basaltic porphyry of Xingcheng (normalized values after Barnes *et al.* , 1988)

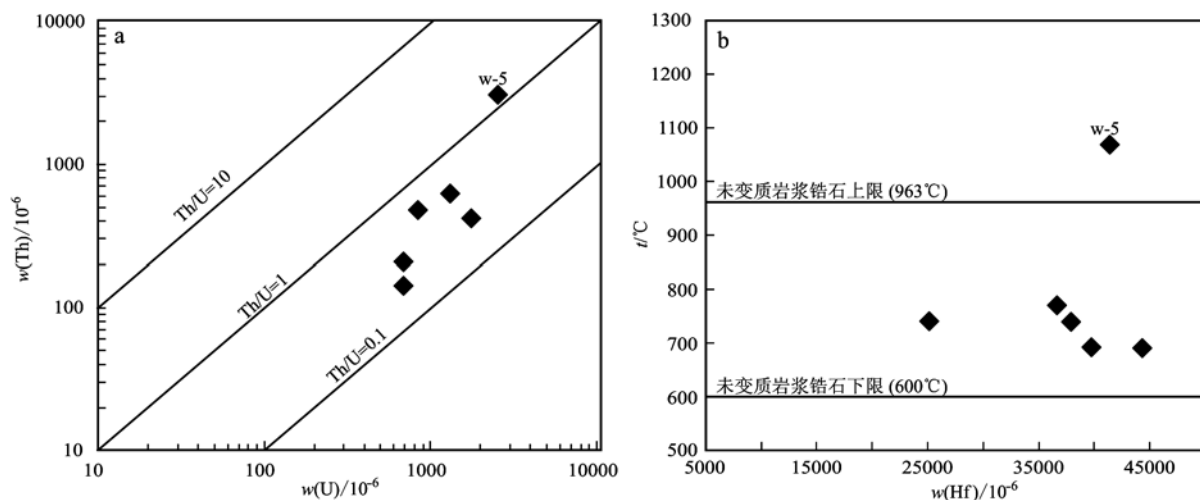


图6 锆石 Th-U 图解(a)和锆石结晶温度与锆石 Hf 含量关系图解(b)

Fig. 6 Th versus U diagram of zircon (a) and plots of the calculated crystallization temperatures versus Hf contents of the zircon samples (b)

锆石大多表现出 HREE 富集、LREE 亏损以及明显 Ce 正异常和不同程度 Eu 负异常的特征(图 4b),这也说明锆石为未变质岩浆锆石(Hoskin and Schaltegger, 2003)。此外根据稀土元素判别图解显示大部分锆石样品落在岩浆锆石区域(图 7a),故可以排除热液锆石的可能性。兴城玄武玢岩有少量锆石 LREE 相对富集(图 4b; 测点号 w-5),且总稀土元素含量(5.819×10^{-6})远大于基性岩浆锆石稀土元素总含量。 $(La/Gd)_N$ -(Th+U)图解显示兴城玄武玢岩锆石(Th+U)与 $(La/Gd)_N$ 没有明显的线性相关关系($R^2 = 0.165$; 图 7b),说明锆石并非是由放射性

诱发晶格损伤导致的稀土元素含量增高(Whitehouse and Kamber, 2002)。热液蚀变作用是锆石 LREE 元素含量增加的另一种重要方式(Fu *et al.*, 2008; Xia *et al.*, 2010)。图 7a 显示该锆石落在了热液锆石区域,且该锆石结晶温度 1069°C ,超出了未变质岩浆锆石上限(图 6b),因此该锆石高 Th/U 值和高稀土元素含量可能是由于后期热液蚀变所造成。综上,兴城玄武玢岩锆石主要为在封闭岩浆体系中形成的岩浆锆石,但少量锆石可能受到后期热液改造,使其 Ti 和 REE 等含量增高。

兴城玄武玢岩锆石在稀土元素球粒陨石标准化

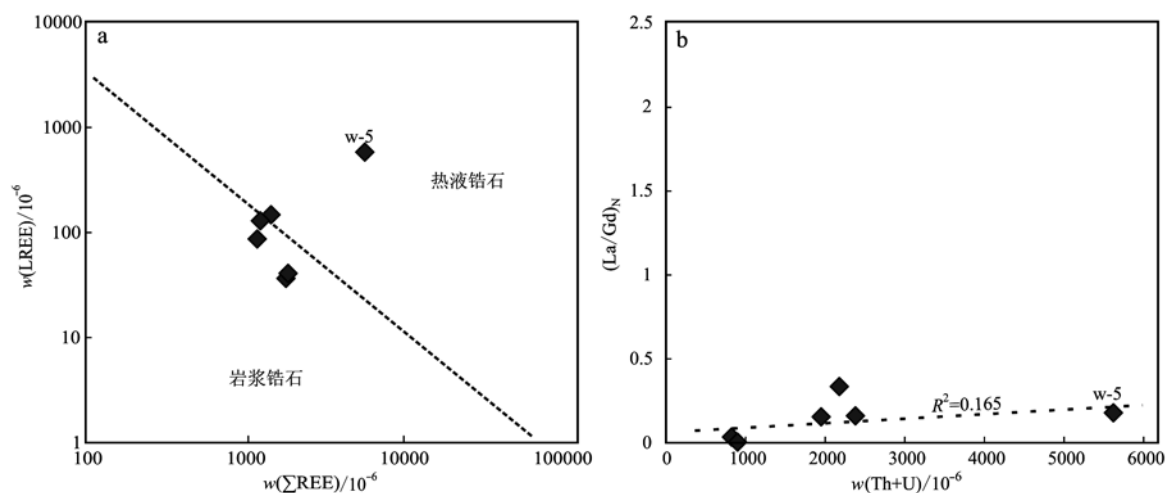


图7 锆石 REE 成分图解(a, 据赵志丹等, 2018)和 $(La/Gd)_N$ -(Th+U)图解(b, Whitehouse and Kamber, 2002)

Fig. 7 REE composition diagram (a, after Zhao Zhidan *et al.*, 2018) to discriminate magmatic zircon and hydrothermal zircon, and $(La/Gd)_N$ vs. (Th+U) diagram (b, after Whitehouse and Kamber, 2002) of zircon

图解上同时出现明显的 Ce 正异常和不同程度 Eu 负异常,说明氧逸度不是控制岩浆 Ce、Eu 异常的唯一条件 (Claiborne *et al.*, 2010; Trail *et al.*, 2012)。Hoskin 等(2000)指出由于 Eu 和 Ca 能发生类质同像替换,故斜长石的分离结晶作用影响了锆石 Eu 异常。锆石岩浆氧逸度图解显示岩浆演化程度较高,且岩浆的氧逸度变化范围较大(图8),说明岩浆后期经历过明显的氧化作用。锆石 Ce/Ce^* 值为 $2.3 \sim 5.2$, Eu/Eu^* 值为 $0.04 \sim 0.83$,表明锆石是在较强的氧逸度条件和斜长石分离结晶条件下形成。大量资料表明大部分洋壳岩石中(例如斜长花岗岩、辉长岩、玄武岩等)的锆石都表现出明显的 Eu 负异常,平均 δEu 值为 0.25 (Grimes *et al.*, 2009),因此来自于

俯冲板片部分熔融形成的火成岩锆石将具有极大的 Eu 负异常。Lei 等(2016)认为熔体和橄榄岩相互作用形成的锆石通常会具有明显的 Eu 负异常,Liu 等(2010)报道了来自于熔体交代地幔橄榄岩中的辉石岩脉的锆石平均 δEu 值为 0.42 。锆石球粒陨石标准化图解显示,兴城玄武玢岩中部分锆石样品表现出弱 Eu 负异常,其 δEu 值为 $0.63 \sim 0.83$,此外另一部分锆石 Eu 负异常明显,其 δEu 值为 $0.05 \sim 0.06$ (图4b、表1),这表明兴城玄武玢岩可能起源于被俯冲板片衍生流体交代过的地幔楔橄榄岩,而并非直接来自于俯冲板片的部分熔融。此外 $U/Yb - Y$ 图解和 $Gd/Yb - Yb$ 图解显示兴城玄武玢岩锆石主要落在了与俯冲带有关的大陆弧区域(图9),表明兴城

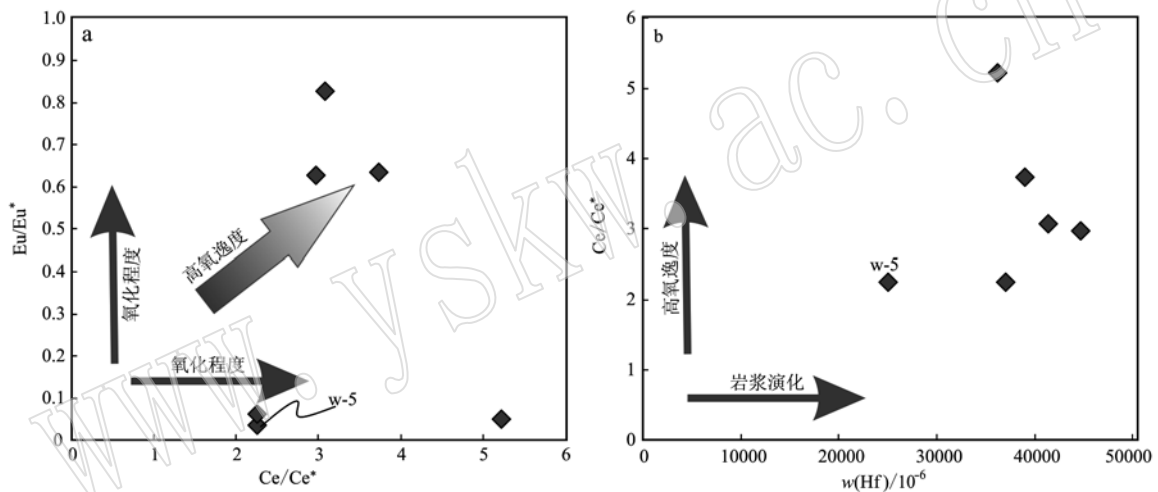


图8 锆石岩浆氧逸度图解

Fig. 8 Plots revealing the oxygen fugacity of the magma from studied zircons

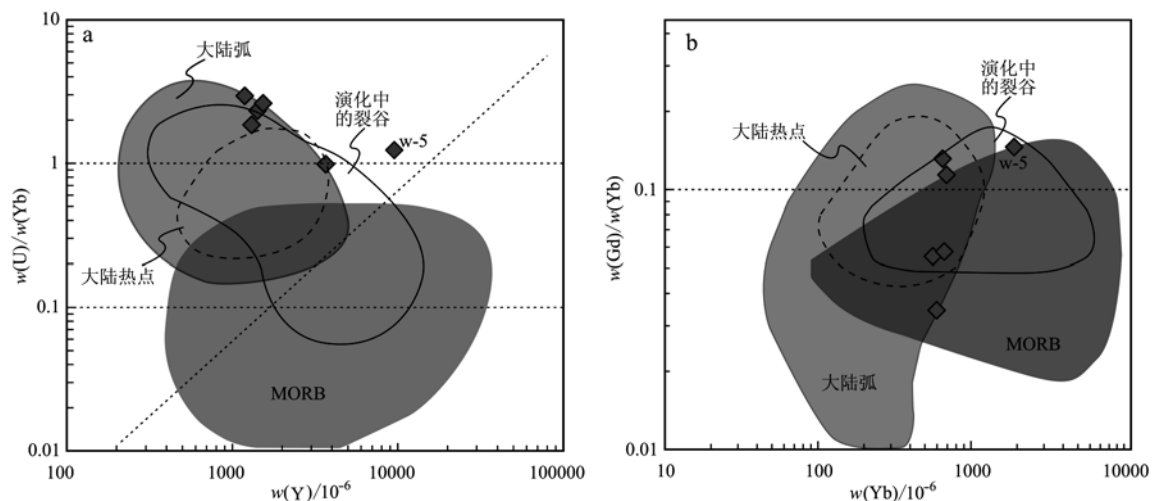


图9 幔源锆石 $U/Yb - Y$ (a) 和 $Gd/Yb - Yb$ (b) 图解(据赵志丹等, 2018)

Fig. 9 U/Yb versus Y (a) and Gd/Yb versus Yb (b) diagrams to differentiate the zircons from different mantle-derived basalts (after Zhao Zhidan *et al.*, 2018)

玄武岩起源于俯冲带地幔源区(赵志丹等, 2018)。

锆石结晶温度计在一定程度上可以反映其成因和来源, Lei等(2016)利用锆石钛温度计估算得出形成于俯冲带地幔楔玄武岩熔体中的锆石结晶温度为 $742 \pm 141^\circ\text{C}$, 相反形成于俯冲带热液交代流体中的锆石结晶温度为 $339 \pm 33^\circ\text{C}$ 。Fu等(2008)利用该温度计计算得出长英质岩石中的锆石结晶温度为 $653 \pm 124^\circ\text{C}$, 明显低于镁铁质岩石中的锆石结晶温度和金伯利岩中的地幔巨晶锆石的结晶温度 ($758 \pm 111^\circ\text{C}$, $758 \pm 98^\circ\text{C}$; Lei *et al.*, 2016)。Fu等(2010)认为热液锆石结晶温度应小于 500°C , 这与上文 Lei等(2016)报道的热液锆石温度也相一致。此外蔡诗诗等(2018)通过锆石钛温度计估算得出形成于俯冲带上覆地幔楔的玄武岩岩浆中的锆石结晶温度为 $762 \sim 923^\circ\text{C}$, 艾昊等(2018)计算得出起源于上地幔的碱性玄武岩中的锆石结晶温度为 700°C 左右。剔除热液蚀变锆石, 本文兴城玄武岩锆石结晶温度为 $695 \sim 779^\circ\text{C}$, 平均温度为 730°C , 温度值均小于 800°C 。该玄武岩锆石结晶温度与形成于俯冲带地幔楔或其他幔源镁铁质岩石中的锆石结晶温度相一致, 这也进一步印证了上文兴城玄武岩是俯冲带上覆地幔楔交代橄榄岩部分熔融产物的结论。

通常地幔岩石发生部分熔融有3种可能机制(Grove *et al.*, 2012): ① 减压熔融, 如软流圈地幔上涌减压熔融形成洋中脊玄武岩; ② 加热熔融, 岩石受到外部热源作用使温度直接上升到固相线以上发生熔融, 如造山后镁铁质岩浆; ③ 加水熔融, 岩石中加水使固相线温度降低, 使岩石发生部分熔融。如板片流体交代的地幔楔橄榄岩在 $1\ 100 \sim 1\ 250^\circ\text{C}$ 之间就可以发生部分熔融形成岛弧玄武岩。上述3种机制均可单独引起岩石部分熔融, 但通常都为第3种机制联合前两种之一引起岩石部分熔融, 结合锆石微量元素特征以及锆石结晶温度, 本文认为兴城玄武岩岩浆源区是由②、③两种机制联合形成, 即大洋俯冲板片到达弧下深度时发生脱水, 其衍生流体向上运移交代上覆地幔楔橄榄岩, 地幔交代橄榄岩受软流圈地幔加热后部分熔融形成玄武岩岩浆源区(Grove *et al.*, 2012; 郑永飞等, 2018)。

周新华等(2001)对华北克拉通北缘辽西地区晚中生代($130 \pm 30\ \text{Ma}$)中基性火山岩开展了系统的全岩主微量分析, 其中玄武岩样品多为碱性玄武岩, 少量为亚碱性, 稀土元素配分曲线显示所有玄武岩样

品具有弱 Eu 负异常, 轻稀土元素比较富集。微量元素蛛网图显示该区大部分玄武岩亏损 Nb、Ti 高场强元素, 富集 Pb, 此外 Ba 等大离子亲石元素也相对富集, 这与华北克拉通古老岛弧型镁铁质岩浆微量元素分配模式一致(周新华等, 2001; 朱日祥等, 2012), 说明辽西地区晚中生代的镁铁质岩浆多为古老岛弧型岩浆演化而来。郑永飞等(2018)通过比较华北克拉通部分玄武岩 Pb 同位素组成认为, 克拉通古老岛弧型岩浆源区可能是由俯冲大洋板片衍生流体交代上覆地幔楔橄榄岩所形成的镁铁质岩石, 并有一部分华北下地壳衍生物质的加入。李伍平等(2002)对辽西早白垩世义县组玄武岩和安山岩进行了系统的地球化学分析, 其结果显示 SiO_2 与 K_2O 、Rb/Cs、Rb/Th、Zr、La 等呈正相关, 与 MgO 、TiO、CaO、 P_2O_5 、Cr、Co 等呈负相关, 说明该区玄武岩经历一定程度的分离结晶作用(Zhang *et al.*, 2009)。此外李伍平等(2002)对义县组玄武岩的微量元素分析结果表明该组玄武岩富集轻稀土, 没有明显的 Eu 负异常, 富集 Rb、Ba 等大离子亲石元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 等高场强元素呈不同程度亏损, 说明玄武岩中存在斜长石、锆石和磷灰石的结晶分异作用, 但斜长石分离结晶作用相对较弱(Zhang *et al.*, 2009)。此外义县组玄武岩微量元素分配模式与古老岛弧型岩浆具有高度相似性(郑永飞等, 2018), 这也进一步说明辽西地区早白垩世玄武岩岩浆为地幔楔交代橄榄岩部分熔融形成的古老岛弧型岩浆, 后期经历了一定的分离结晶作用。

兴城玄武岩金红石 LREE 相对 HREE 比较富集, 两者分异不明显, 微量元素原始地幔标准化图解显示, Nb、Ti 等高场强元素不亏损, 其中 Ti 强烈富集, Rb、Sr 等大离子亲石元素则表现出亏损(图 5b)。一般认为, 在俯冲带地区弧下深度($>80\ \text{km}$)的脱水过程中流体活动性强的不相容元素发生丢失, 由于金红石相对稳定, 故在弧下深度所产生的岩浆相对富集大离子亲石元素和不相容元素, 亏损高场强元素。相反在 $200\ \text{km}$ 以上的弧后深度金红石会发生分解从而产生亏损 Pb, 而不亏损 Nb、Ta 的熔体, 这与新生岛弧型岩浆的微量元素特征相一致(张招崇等, 2006; Zhang *et al.*, 2009; 郑永飞等, 2018)。此外金红石是 Nb、Ta、Zr 和 Hf 等高场强元素的主要载体矿物, 在俯冲带部分熔融过程中, 这些高场强元素在金红石中的分配系数会远大于在熔体中的分配系数, 故造成熔体亏损 Nb、Ti 等高场强元素(Foley *et*

al., 2000)。由于早白垩世以来,华北克拉通发生大规模的岩石圈减薄,其厚度明显小于200 km(Deng *et al.*, 2017; Liang *et al.*, 2020),因此兴城玄武玢岩岩浆源区中金红石会相对稳定存在,故造成玄武玢岩相对亏损 Nb、Ta 等高场强元素。此外前人研究结果表明兴城早白垩世玄武岩普遍亏损高场强元素,富集大离子亲石元素和 Pb 等,这也进一步表明兴城早白垩世岩浆为古老岛弧型岩浆。

综合锆石结晶温度,锆石、金红石微量元素特征以及辽西早白垩世玄武岩全岩主微量元素特征,认为地幔楔交代橄榄岩为兴城玄武玢岩岩浆源区,其是由早期俯冲的古太平洋板块衍生流体交代上覆岩石圈地幔橄榄岩所形成。早白垩世时期由于俯冲的古太平洋板块发生回撤,造成软流圈地幔大规模东向运动(地幔风效应),因此上覆地幔楔交代橄榄岩在对流地幔侧向热侵蚀影响下发生部分熔融形成古老岛弧型镁铁质岩浆,并在后期向上运移和喷出地表的过程中经历分离结晶作用和氧化作用,最终冷凝固结晶形成兴城玄武玢岩。

5.2 对构造环境以及华北克拉通岩石圈减薄的启示

中生代早白垩世大规模的岩浆作用表明华北克拉通在这一时期发生了大规模的岩石圈减薄(Deng *et al.*, 2017, 2020a; Liang *et al.*, 2020)。大量研究表明中生代时期华北克拉通岩石圈厚度从>200 km锐减到东部的60~80 km,其减薄的峰期为130~120 Ma(Liang *et al.*, 2017; 郑永飞等, 2018)。华北克拉通岩石圈减薄是以岩石圈地幔减薄为先导,因此岩石圈地幔的演化是认识华北克拉通岩石圈减薄的关键(Deng *et al.*, 2017; 郑永飞等, 2018; Liang *et al.*, 2020)。除直接来自地幔的幔源包体以外,镁铁质基性岩浆是认识岩石圈地幔演化的理想研究对象。

华北中生代镁铁质基性岩浆源区主要有两种性质,一种是上文提到的古老岛弧型系列,其次为新生洋岛型系列(郑永飞等, 2018)。古老岛弧型系列镁铁质岩浆的地幔源区包含有相对古老的大陆地壳组分,其特征主要为亏损 Nb、Ta、Th、U、Pb 等则相对富集,且明显富集 Sr-Nd 同位素[$\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值<0],这与华北克拉通北缘早白垩世玄武岩主微量元素特征基本一致(周新华等, 2001; 李伍平等, 2002; 张招崇等, 2006; 郑永飞等, 2018)。新生洋岛型镁铁质岩浆微量元素特征继承自俯冲的大洋地壳, Nb、Ta 等高场强元素不亏损甚至弱富集, Pb 相对亏损, Sr-Nd

同位素组成显示出亏损或弱富集, $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值>0(张招崇等, 2003; Zheng, 2012; 黄士春等, 2017; 郑永飞等, 2018)。由于兴城玄武玢岩岩浆源区存在锆石、金红石的分离结晶作用,且同化了部分地壳物质,故岩浆中相对会呈现出 Nb、Ti 等高场强元素亏损, Th、U 等相对富集,以及 Sr-Nd 同位素相对富集。综上本文认为兴城玄武玢岩岩浆为典型的古老岛弧系列镁铁质基性岩浆。

周新华等(2001)分析了华北克拉通北缘辽西地区晚中生代(130±30 Ma)玄武岩 Sr、Nd 同位素,所有玄武岩样品 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值为-17.8~-4.9,均小于0, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为0.7051~0.7086,其中大部分玄武岩样品 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值大于0.706。朱日祥等(2012)认为华北克拉通晚中生代基性岩浆 Sr-Nd 同位素具有3个端员:① $\varepsilon\text{Nd}(t)>7$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}<0.7030$ 的亏损端员;② $\varepsilon\text{Nd}(t)\approx 3$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7030\sim 0.7060$ 的富集端员 I;③ $\varepsilon\text{Nd}(t)<0$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}>0.7060$ 的富集端员 II。其中富集端员 II 说明岩浆活动时期有部分俯冲洋壳的参与。该端员在俯冲过程中熔体可能交代了橄榄岩从而形成了辉石岩等其他镁铁质岩石,为玄武岩岩浆提供了可能的源区(Zhang *et al.*, 2006, 2009; 朱日祥等, 2012)。这说明辽西早白垩世玄武岩形成于俯冲带构造背景,其岩浆性质为华北克拉通古老岛弧型岩浆,岩浆源区为俯冲板片衍生流体交代的上覆地幔橄榄岩。

一般情况下认为古老岛弧型镁铁质岩浆是由于俯冲大洋板片在弧下深度发生高压低温部分熔融形成(Mallik *et al.*, 2016)。但郑永飞等(2018)认为,即使受地壳衍生物质交代的岩石圈地幔橄榄岩在<900℃时仍难发生大规模部分熔融。Dai 等(2016)认为只有当这种上覆地幔楔交代橄榄岩,在受热后才能发生大规模部分熔融形成岛弧岩浆作用,这与兴城玄武玢岩岩浆形成机制相一致。通常引起地幔楔加热最常见的原因就是俯冲板片发生回撤而与上覆地幔楔脱耦,造成软流圈地幔填补地幔楔与回卷板片之间的空隙,从而使得岩石圈根部受到热侵蚀而发生部分熔融。郑永飞等(2018)认为自~144 Ma以来俯冲的古太平洋板块开始发生回卷,古老岛弧型岩浆开始频繁活动,并标志着克拉通减薄的开始。这表明华北克拉通岩石圈减薄,可能是由于高角度俯冲的古太平洋板块发生板块回卷,引起弧后扩张与伸展,使得岩石圈开始减薄,同时软流圈地幔对岩石圈根部的侧向热侵蚀进一步加剧华北克拉通岩石圈

减薄。130 ~ 120 Ma 期间回卷板片引起的弧后扩张与伸展达到峰期,同时标志着克拉通岩石圈减薄达到峰期。郑永飞等(2018)认为华北克拉通古老岛弧型镁铁质岩浆出现的最晚年龄是 108 Ma,代表华北克拉通中生代岩石圈减薄结束时间,由于兴城玄武岩结晶年龄为 104.8 ± 6.5 Ma,故本文认为华北克拉通中生代岩石圈减薄的结束年龄可推到 105 Ma 左右。

综上所述,兴城玄武玢岩岩浆是由华北克拉通北缘典型的中生代古老岛弧型镁铁质岩浆演化而来。古太平洋板块俯冲是控制华北克拉通岩石圈减薄的一级动力学机制,软流圈地幔侧向热侵蚀或岩石圈地幔的拆沉为二级机制。华北克拉通中生代岩石圈减薄的结束时间约在早白垩世晚期(105 Ma 左右)。

6 结论

(1) 兴城玄武玢岩岩浆由华北克拉通古老岛弧型岩浆演化而来,源区为岩石圈地幔交代橄榄岩。岩浆在喷出地表的过程中经历了氧化作用和分离结晶作用,锆石结晶温度约为 730℃,与大部分幔源锆石结晶温度一致。

(2) 俯冲的古太平洋板块在弧下深度发生脱水,其衍生流体向上运移交代上覆岩石圈地幔橄榄岩,形成了兴城玄武玢岩岩浆源区。早白垩世晚期(105 Ma 左右)地幔交代橄榄岩在软流圈地幔侧向热侵蚀作用下发生部分熔融形成古老岛弧型镁铁质岩浆。

(3) 华北克拉通中生代岩石圈减薄结束时间可推到早白垩世晚期 105 Ma 左右。造成华北克拉通岩石圈减薄的一级机制为高角度俯冲的古太平洋板块在早白垩世时期发生回卷,二级机制为软流圈地幔对上覆岩石圈地幔的侧向热侵蚀或拆沉。

致谢 论文的完成得益于邓军教授的指导。感谢中国地质调查局天津中心耿建珍高级工程师在实验过程中的支持和帮助。

References

Ai Hao, Zhao Xinmin, Chen Qian, *et al.* 2018. Gemmological and geochemical characteristic of zircon megacryst related to Cenozoic alka-

line basalt from Eastern China[J]. *Journal of Gems and Gemmology*, 20(1): 1 ~ 13(in Chinese with English abstract).

Barnes S J, Boyd R and Korneliussen A. 1988. The use of mantle ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation on platinum group-elements, gold, nickel and copper: examples from Norway[J]. *Geo-Platinum*, 87: 113 ~ 143.

Belousova E, Griffin W L, O'Reilly S Y, *et al.* 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602 ~ 622.

Cai Shishi and Zhang En. 2018. Trace elements and U-Pb ages of zircons from Myanmar jadeite-jade by LA-ICP-MS: constraints for its genesis[J]. *Spectroscopy and Spectral Analysis*, 20(1): 1 896 ~ 1 903(in Chinese with English abstract).

Claiborne L L, Miller C F and Wooden J L. 2010. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(4): 511 ~ 531.

Cui Fanghua. 2015. Petrogenesis of Mesozoic Granitoids and Crustal Evolution in Xingcheng Area, Western Liaoning Province[D]. Changchun: Jilin University(in Chinese with English abstract).

Dai L Q, Zheng Y F and Zhao Z F. 2016. Termination time of peak decratonization in North China: Geochemical evidence from mafic igneous rocks[J]. *Lithos*, 240: 327 ~ 336.

Deng J, Liu X, Wang Q, *et al.* 2017. Isotopic characterization and petrogenetic modeling of Early Cretaceous mafic dike-Lithospheric extension in the North China craton, eastern Asia[J]. *Geological Society of American Bulletin*, 129(11 ~ 12): 1 379 ~ 1 407.

Deng J, Qiu K F, Wang Q F, *et al.* 2020a. In situ dating of hydrothermal monazite and implications for the geodynamic controls on ore formation in the Jiaodong gold province, eastern China[J]. *Economic Geology*, 115(3): 671 ~ 685.

Deng J, Wang C, Bagas L, *et al.* 2018. Crustal architecture and metallogenesis in the south-eastern North China Craton[J]. *Earth-Science Reviews*, 182: 251 ~ 272.

Deng J, Yang L Q, Groves D I, *et al.* 2020b. An integrated mineral system model for the gold deposits of the giant Jiaodong province, eastern China[J]. *Earth-Science Reviews*, 103 274.

Ferry J M and Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429 ~ 437.

Foley S F, Barth M G and Jenner G A. 2000. Rutile/melt partition coeffi-

- cients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5): 933 ~ 938.
- Fu B, Page F Z, Cavosie A J, *et al.* 2008. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(2): 197 ~ 215.
- Fu B, Valley J W, Kita N T, *et al.* 2010. Multiple origins of zircons in jadeitite[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(6): 769 ~ 780.
- Gao Xiaoying and Zheng Yongfei. 2011. On the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon geothermometers[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(2): 417 ~ 432(in Chinese with English abstract).
- Geng J Z, Qiu K F, Gou Z Y, *et al.* 2017. Tectonic regime switchover of Triassic Western Qinling Orogen: Constraints from LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope of Dangchuan intrusive complex in Gansu, China[J]. *Geochemistry*, 77(4): 637 ~ 651.
- Grimes C B, John B E, Cheadle M J, *et al.* 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(6): 757.
- Grove T L, Till C B and Krawczynski M J. 2012. The role of H₂O in subduction zone magmatism[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 413 ~ 439.
- Hoskin P W O and Ireland T R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator[J]. *Geology*, 28(7): 627 ~ 630.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27 ~ 62.
- Huang Shichun and Zheng Yongfei. 2017. Mantle geochemistry: Insights from ocean island basalts[J]. *Science China: Earth Sciences*, 47(10): 1 125 ~ 1 152(in Chinese).
- Lei W, Shi G, Santosh M, *et al.* 2016. Trace element features of hydrothermal and inherited igneous zircon grains in mantle wedge environment: A case study from the Myanmar jadeitite[J]. *Lithos*, 266: 16 ~ 27.
- Li Wuping, Li Xianhua, Lu Fengxiang, *et al.* 2002. Geological characteristics and its setting for volcanic rocks of early Cretaceous Yixian Formation in western Liaoning province, eastern China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2): 193 ~ 204(in Chinese with English abstract).
- Liang C, Liu Y, Neubauer F, *et al.* 2015. Structures, kinematic analysis, rheological parameters and temperature-pressure estimate of the Mesozoic Xingcheng-Taili ductile shear zone in the North China Craton[J]. *Journal of Structural Geology*, 78: 27 ~ 51.
- Liang Y, Liu X, Qin C, *et al.* 2017. Petrogenesis of early cretaceous mafic dikes in southeastern Jiaolai basin, Jiaodong Peninsula, China[J]. *International Geology Review*, 59(2): 131 ~ 150.
- Liang Y, Liu X, Wang Q, *et al.* 2020. Late Mesozoic magmatism in the Jiaodong Peninsula, East China: Implications for crust-mantle interactions and lithospheric thinning of the eastern North China Craton[J]. *Geoscience Frontiers*, 11(3): 895 ~ 914.
- Liu Qing, Liu Yongjiang, Li Weimin, *et al.* 2018. Deformation characteristics of northern part of Xingcheng-Taili ductile shear zone, western Liaoning[J]. *Global Geology*, 37(2): 478 ~ 490(in Chinese with English abstract).
- Liu Y, Gao S, Hu Z, *et al.* 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1~2): 537 ~ 571.
- Mallik A, Dasgupta R, Tsuno K, *et al.* 2016. Effects of water, depth and temperature on partial melting of mantle-wedge fluxed by hydrous sediment-melt in subduction zones[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 195: 226 ~ 243.
- Qiu K F, Yu H C, Deng J, *et al.* 2020. The giant Zaozigou orogenic Au-Sb deposit in West Qinling, China: Magmatic or metamorphic origin?[J]. *Mineralium Deposita*, 55(2): 345 ~ 362.
- Qiu K F, Yu H C, Wu M Q, *et al.* 2019. Discrete Zr and REE mineralization of the Baerzhe rare-metal deposit, China[J]. *American Mineralogist*, 104(10): 1 487 ~ 1 502.
- Schmidt A, Weyer S, John T, *et al.* 2009. HFSE systematics of rutile-bearing eclogites: new insights into subduction zone processes and implications for the earth's HFSE budget[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(2): 455 ~ 468.
- Trail D, Watson E B and Tailby N D. 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97: 70 ~ 87.
- Troitzsch U and Ellis D J. 2005. The ZrO₂-TiO₂ phase diagram[J]. *Journal of Materials Science*, 40(17): 4 571 ~ 4 577.
- Wang Rui, Li Shichao, Liu Zhenghong, *et al.* 2016. Early Cretaceous volcanic mechanism in Jianshan of Xingcheng area, Liaoning and its lithogeochemical characteristics[J]. *Global Geology*, 35(3): 676 ~ 686(in Chinese with English abstract).
- Watson E B, Wark D A and Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4): 413.
- Whitehouse M J and Kamber B S. 2002. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's

- earliest magmatic differentiation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(3~4): 333~346.
- Wu Yuanbao and Zheng Yongfei. 2004. Zircon genetic mineralogy and its constraints on U-Pb age interpretation[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(16): 1 589~1 604(in Chinese with English abstract).
- Xia Q X, Zheng Y F and Hu Z. 2010. Trace elements in zircon and coexisting minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism[J]. *Lithos*, 114(3~4): 385~412.
- Xiao Y, Sun W, Hoefs J, *et al.* 2006. Making continental crust through slab melting: constraints from niobium-tantalum fractionation in UHP metamorphic rutile[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): 4 770~4 782.
- Zhang Minmin. 2016. Stratigraphic Sequence and Evolution of Sedimentary Environment of Upper Paleozoic in Xingcheng, Western Liaoning[D]. Changchun: Jilin University(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, *et al.* 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. *Journal of Petrology*, 47(10): 1 997~2 019.
- Zhang Z C, Mao J W, Saunders A D, *et al.* 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints[J]. *Lithos*, 113(3~4): 369~392.
- Zhang Zhaochong, John J Mahoney, Wang Fusheng, *et al.* 2006. Geochemistry of picrite and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China: evidence for a plume-head origin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1 538~1 552(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2003. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Emeishan basalt province and discussion on their source region[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 28(4): 431~439(in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhenhua. 2010. Trace element geochemistry of accessory minerals and its applications in petrogenesis and metallogenesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 17(1): 267~286(in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhidan, Liu Dong, Wang Qing, *et al.* 2018. Zircon trace elements and their use in probing deep processes[J]. *Earth Science Frontiers*, 25(6): 124~135(in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones[J]. *Chemical Geology*, 328: 5~48.
- Zheng Yongfei, Xu Zheng, Zhao Zifu, *et al.* 2018. Mesozoic mafic magmatism in North China: Implications for thinning and destruction of cratonic lithosphere[J]. *Science China: Earth Sciences*, 48(4): 379~414(in Chinese).
- Zhou Aozhigele, Dai Jingen, Li Yalin, *et al.* 2017. Zircon trace element geochemical characteristics of Late Silurian-Early Jurassic granitoids from Eastern Kunlun Range and its geological significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(1): 173~190(in Chinese with English abstract).
- Zhou Hongying, Li Huaikun, Cui Yurong, *et al.* 2013. Rutile U-Pb isotopic dating methodology[J]. *Acta Geologica Sinica*, 87(9): 1 439~1 446(in Chinese with English abstract).
- Zhou Shuai, Zhang Meisheng, Li Xiaobo, *et al.* 2017. Geological characteristics of granitic pegmatite at south of Shoushan, Xingcheng area in western Liaoning and its geological significance[J]. *Global Geology*, 36(1): 66~81(in Chinese with English abstract).
- Zhou Xiaoping, Zheng Changqing, Xu Xuechun, *et al.* 2015. Petrology, emplacement sequence and geological significance of magmatic complex in Xinliun of Xingcheng, Liaoning[J]. *Global Geology*, 34(3): 571~589(in Chinese with English abstract).
- Zhou Xinhua, Zhang Guohui, Yang Jinghui, *et al.* 2001. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Late Mesozoic volcanic rocks across northern margin of North China Craton and implications to geodynamic processes[J]. *Geochimica*, 30(1): 10~23(in Chinese with English abstract).
- Zhu Rixiang, Xu Yigang, Zhu Guang, *et al.* 2012. Destruction of the North China Craton[J]. *Science China Earth Science*, 42(8): 1 135~1 159(in Chinese).

附中文参考文献

- 艾 昊, 赵新民, 陈 倩, 等. 2018. 中国东部与玄武岩有关的锆石巨晶的宝石学及地球化学特征[J]. *宝石和宝石学杂志*, 20(1): 1~13.
- 蔡诗诗, 张 恩. 2018. 缅甸翡翠中锆石的 LA-ICP-MS 微量元素 U-Pb 年龄: 对其成因的制约[J]. *光谱学与光谱分析*, 38(6): 1 896~1 903.
- 崔芳华. 2015. 辽西兴城地区中生代花岗质岩石的成因与地壳演化[D]. 长春: 吉林大学, 1~188.
- 高晓英, 郑永飞. 2011. 金红石 Zr 和锆石 Ti 含量地质温度计[J]. *岩石学报*, 27(2): 417~432.
- 黄士春, 郑永飞. 2017. 地幔地球化学: 洋岛玄武岩制约[J]. *中国科学: 地球科学*, 47(10): 1 125~1 152.
- 李伍平, 李献华, 路凤香, 等. 2002. 辽西早白垩世义县组火山岩的

- 地质特征及其构造背景[J]. 岩石学报, 18(2): 193~204.
- 刘庆, 刘永江, 李伟民, 等. 2018. 辽西兴城-台里韧性剪切带北段变形特征[J]. 世界地质, 37(2): 478~490.
- 王睿, 李世超, 刘正宏, 等. 2016. 辽宁兴城尖山早白垩世火山机构及岩石地球化学特征[J]. 世界地质, 35(3): 676~686.
- 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): 1 589~1 604.
- 张旻旻. 2016. 辽西兴城地区上古生界地层序列与沉积环境演化[D]. 长春: 吉林大学, 1~76.
- 张招崇, John J Mahoney, 王福生, 等. 2006. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部熔融的证据[J]. 岩石学报, (06): 1538~1552.
- 张招崇, 王福生. 2003. 峨眉山玄武岩 Sr, Nd, Pb 同位素特征及其物源探讨[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 28(4): 431~439.
- 赵振华. 2010. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用[J]. 地学前缘, 17(1): 267~286.
- 赵志丹, 刘栋, 王青, 等. 2018. 锆石微量元素及其揭示的深部过程[J]. 地学前缘, 25(6): 124~135.
- 郑永飞, 徐峥, 赵子福, 等. 2018. 华北中生代镁铁质岩浆作用与克拉通减薄和破坏[J]. 中国科学: 地球科学, 48(4): 379~414.
- 周帅, 张梅生, 李晓波, 等. 2017. 辽西兴城地区首山南花岗伟晶岩地质特征及其地质意义[J]. 世界地质, 36(1): 66~81.
- 周放日格勒, 戴紧根, 李亚林, 等. 2017. 东昆仑山脉晚志留世-早侏罗世花岗岩类岩石中锆石微量元素地球化学特征及地质意义[J]. 岩石学报, 33(1): 173~190.
- 周红英, 李怀坤, 崔玉荣, 等. 2013. 金红石 U-Pb 同位素定年技术研究[J]. 地质学报, 87(9): 1 439~1 446.
- 周晓萍, 郑常青, 徐学纯, 等. 2015. 辽宁兴城新立屯地区岩浆杂岩岩石学特征, 侵位顺序及地质意义[J]. 世界地质, 34(3): 571~589.
- 周新华, 张国辉, 杨进辉, 等. 2001. 华北克拉通北缘晚中生代火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素填图及其构造意义[J]. 地球化学, 30(1): 10~23.
- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 等. 2012. 华北克拉通破坏[J]. 中国科学: 地球科学, 42(8): 1 135~1 159.