

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2024.01.002

大别造山带汤池早白垩世富碱侵入岩成因及地质意义

朱志鹏, 王连训*, 朱煜翔, 李乐广, 马昌前

ZHU Zhi-Peng, WANG Lian-Xun*, ZHU Yu-Xiang, LI Le-Guang, MA Chang-Qian

中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074
School of Earth Science, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China

摘要: 本文对大别造山带北淮阳东段汤池地区早白垩世富碱侵入岩进行岩石学、锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学及锆石 Lu-Hf 同位素分析, 揭示其成因及地质意义。该套岩石主要由正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩组成, 伴有辉绿玢岩发育。锆石 U-Pb 定年结果显示, 辉绿玢岩、正长花岗岩和正长斑岩分别形成于 130.3 ± 1.7 Ma、 128.4 ± 1.7 Ma 和 122.3 ± 1.5 Ma, 为早白垩世岩浆活动的产物。汤池辉绿玢岩相对贫硅 ($\text{SiO}_2 = 45.23 \sim 56.92$ wt.%) 和富碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.24 \sim 8.04$ wt.%), $\text{Mg}^\#$ 值较高 (平均值为 48); 而其他岩类具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 62.44 \sim 77.25$ wt.%)、高碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.97 \sim 10.35$ wt.%)、低 CaO 含量以及较高的 Ga/Al 和 $\text{FeO}^\text{T}/\text{MgO}$ 比值, 与典型的 A 型花岗岩化学特征相似。辉绿玢岩大多数锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为 $-6.4 \sim -2.9$, 全岩 Nb/Ta 比值 $17.1 \sim 22.0$ (接近地幔 Nb/Ta 值 17.5), 表明其为富集地幔部分熔融的产物。汤池 A 型花岗岩具有更富集的 Hf 同位素组成, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-23.3 \sim -3.5$, 以及更低的全岩 Nb/Ta 比值 ($11.2 \sim 22.7$, 平均值为 16.5), 暗示它们是由幔源玄武质岩浆底侵诱发下地壳部分熔融产生的长英质岩浆经历分异演化的产物。结合区域资料分析认为, 大别造山带北淮阳地区在早白垩世碰撞挤压作用结束, 开始进入后碰撞伸展阶段。

关键词: 大别造山带; 汤池; 早白垩世; A 型花岗岩; 辉绿玢岩; 地球化学

中图分类号: P581

文献标识码: A

文章编号: 2097-0013(2024)01-0028-28

Zhu Z P, Wang L X, Zhu Y X, Li L G and Ma C Q. 2024. Petrogenesis and Geological Implications of the Early Cretaceous Tangchi Alkaline Intrusive Rocks Within the Dabie Orogen. *South China Geology*, 40(1): 28-55.

Abstract: An integrated study, involving petrology, zircon U-Pb geochronology, and lithogeochemistry and zircon Lu-Hf isotope, was conducted on the Early Cretaceous alkaline rocks in the Tangchi area of the eastern Beihuaiyang of the Dabie orogen, aiming to constrain its petrogenesis and tectonic implications. The alkaline rock suites consist of syenogranite, quartz syenite, and syenite porphyry, accompanied by dolerite. Zircon U-Pb dating reveals that dolerite, syenogranite, and syenite porphyry were formed at 130.3 ± 1.7 Ma, 128.4 ± 1.7 Ma and 122.3 ± 1.5 Ma, respectively, indicating that these rocks were products of Early Cretaceous magmatism. The dolerite exhibits low SiO_2 (45.23~56.92 wt.%) and high $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contents (5.24~8.04 wt.%) and relatively high $\text{Mg}^\#$ values (average of 48). Other rock types are characterized by high SiO_2 (62.44~77.25 wt.%) and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contents (7.97~10.35 wt.%), along with low CaO concentrations, as well as elevated Ga/Al and $\text{FeO}^\text{T}/\text{MgO}$ ratios, similar to typical A-type granites. The zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of the dolerite range

收稿日期: 2023-11-4; 修回日期: 2023-11-27

基金项目: 国家自然科学基金项目 (No. 42072082) 和湖北省自然科学基金项目 (2022CFB116)

第一作者: 朱志鹏 (1998—), 男, 硕士研究生, 主要从事碱性岩岩石学研究, E-mail: zzp15007185471@163.com

通讯作者: 王连训 (1983—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事岩浆岩岩石学研究, E-mail: lianxunwang@cug.edu.cn

from -6.4 to -2.9, with whole rock Nb/Ta ratio of 17.1~22.0 (close to the mantle value of 17.5), indicating that these rocks were formed via partial melting of an enriched mantle. The Tangchi A-type granites yield richer Hf component and much lower $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (-23.3 ~ -3.5) and whole rock Nb/Ta ratio (11.2~22.7, average of 16.5), suggesting that the A-type alkaline magmas have been produced primarily by partial melting of the lower crust caused by the emplacement of the mantle-derived mafic magmas. Together with regional data, it is proposed that the Dabie orogeny was in transition from the collisional extrusion during the Early Cretaceous to subsequent post-collisional extension.

Key words: Dabie orogen; Tangchi; Early Cretaceous; A-type granites; dolerite; geochemistry

A型花岗岩最初由 Loiselle and Wones (1979) 提出,代表在非造山构造环境中形成的碱性、贫水花岗岩。随着对A型花岗岩的研究不断深入,其在岩石类型上逐渐扩展,包括了正长花岗岩、石英正长岩和更长环斑花岗岩等铝质岩石 (Eby, 1990, 1992; Nardi and Bonin, 1991)。鉴于A型花岗岩在化学成分上存在较大变化,其形成机制仍然备受争议 (Duchesne and Wilmart, 1997; 贾小辉等, 2009; Kamaunji et al., 2020; Zhu Y X et al., 2022; Condie et al., 2023)。目前存在以下三种成因模式:(1)交代岩石圈地幔部分熔融 (Shellnutt and Zhou M F, 2007);(2)碱性玄武质岩浆结晶分异 (Loiselle and Wones, 1979; Eby, 1992; Zhu Y X et al., 2020);(3)幔源岩浆底侵诱发下地壳发生部分熔融 (Whalen et al., 1987; Wu F Y et al., 2002; Martin, 2006; Dai F Q et al., 2017)。尽管A型花岗岩的成因和性质仍存在许多争议,但其在探讨地球动力学方面具有独特的科学意义。根据产出的构造背景和化学成分, Eby (1992) 将A型花岗岩划分为两类: A₁型和A₂型。其中,碱性-过碱性的A₁型花岗岩代表了裂谷或板内非造山环境,而富铝的A₂型花岗岩则形成于后碰撞伸展环境 (Eby, 1990; 王德滋等, 1995; King et al., 1997; 许保良等, 1998; Wu F Y et al., 2002; Jiang X Y et al., 2018)。

早白垩世大别造山带经历了强烈的岩浆活动,形成了巨量与俯冲碰撞相关的造山带花岗岩。这些花岗岩总体可分为两个阶段:早期阶段(143~130 Ma)花岗岩呈现类似于埃达克质岩的高Sr、低Y、低重稀土特征,为加厚下地壳部分熔融的产物;晚期阶段(130~112 Ma)花岗岩具有低Sr/Y比值,呈现Eu负异常,为减薄后下地壳部分熔融或壳幔相

互作用的产物 (马昌前等, 1999; 王强等, 2000; 王爱枝, 2009; 谢玉玲等, 2015; 尤静静等, 2019)。然而,目前关于大别造山带白垩纪花岗岩成岩构造环境还存在争议,一种观点认为其形成于后碰撞造山环境 (周红升等, 2009a, 2009b; 陈芳等, 2016; 吴齐等, 2016; 鹿献章等, 2017; 万俊等, 2017; 吴皓然等, 2020),另一种观点则认为其与古太平洋西向俯冲有关 (陈玲等, 2012)。大别造山带广泛发育A₁和A₂型花岗岩,因此深入研究其成因和构造环境可以限定大别地区造山作用结束的具体时间,并对探讨该区域幔源岩浆底侵作用及壳幔混合作用等科学问题具有重要意义 (杨义忠等, 2018)。

近期,笔者在大别造山带东段的北淮阳汤池地区识别出一套早白垩世A型花岗岩-辉绿玢岩组合,并开展了详细的野外地质调查,对其进行了岩石学、岩相学、锆石U-Pb年代学、岩石地球化学以及锆石Lu-Hf同位素等分析。我们初步讨论了汤池A型花岗岩-辉绿玢岩组合的源区性质、岩石成因和构造环境,旨在为大别造山带中生代岩浆活动及陆-陆碰撞伸展转换时限提供依据。

1 地质背景

大别造山带位于华北板块与华南板块之间 (图1a),形成于三叠纪华南板块向华北板块的俯冲碰撞 (Zheng Y F, 2008)。该造山带为经历了多期次造山运动的复合型造山带,是全球陆-陆碰撞后岩浆活动最强烈的地区之一 (郑永飞, 2008; Dong Y P and Santosh, 2016)。其北部以栾川-明港-固始断裂为界,南部以襄樊-广济断裂为界,西部以南阳盆地为界与秦岭造山带相连,东部以郯庐断裂与苏鲁

造山带隔开。

北淮阳地区位于大别造山带东北缘,整体上呈现为一条断裂褶皱带(图1b)(徐树桐等, 1992)。在区域上,北淮阳构造带呈近东西向延伸,其东以郯庐断裂带与长江凹陷带相接,西至南阳盆地,北临华北板块,南与北大别高压-超高压变质带毗邻。该构造带基底主要由四个岩石地层单元组成,即中元古界卢镇关群(苏家河群、红安群)、新元古界-下古生界佛子岭群(信阳群)、上古生界杨山群和中生界陆相盆地沉积(张怀东等, 2012)。北淮阳地区白垩纪碰撞后岩浆岩广泛发育,主要由中酸性侵入岩(花岗岩、正长岩)和火山岩(如响岩、粗面岩、安山岩和英安岩等)组成,同时还有少量镁铁-超镁铁质岩脉或岩株出露(Cong B L et al., 1994; 周泰禧等,

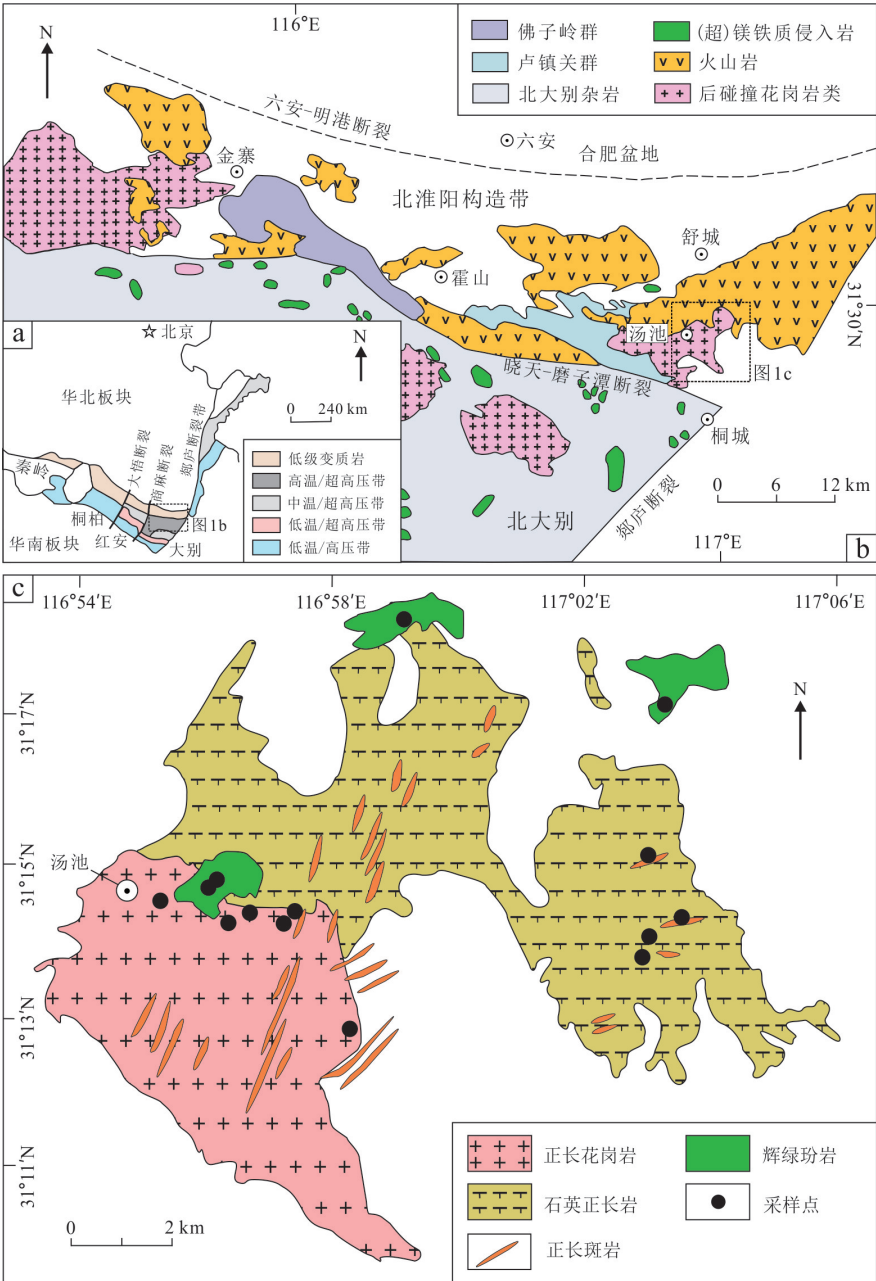


图1 大别-苏鲁造山带地质简图(a)、北淮阳和北大别晚中生代后碰撞火成岩分布图(b)和汤池岩体地质简图(c)

Fig. 1 Geological sketch map of the Dabie-Sulu orogenic belt (a), distribution of Late Mesozoic post-collisional igneous rocks in Beihuaiyang (b) and simplified geological map of Tangchi complex (c)

图a和图b据刘尧强等(2018)修改; 图c据安徽省地矿局313地质队(1995)修改

1995; Dai F Q et al., 2016, 2017; 张徐等, 2019)。根据安徽省地质调查院(2011)的研究,区内中酸性侵入岩主要分布于汤汇、古碑、凌家冲和河棚四个超单元内。岩石类型为石英闪长岩、花岗闪长岩、二长闪长岩、霞石正长岩、石英正长岩、正长花岗岩、二长花岗岩等,主要为I型花岗岩,并含有少量A型花岗岩(吴皓然等, 2020)。

2 野外地质及岩相学特征

汤池岩体位于舒城县汤池镇一带,北淮阳构造带东段,整体呈NW向延伸(图1c)。岩体西南部主

要由正长花岗岩组成,其东北部及东部以石英正长岩为主,两者呈渐变过渡接触。辉绿玢岩呈小岩株分布在二者接触带附近及岩体的北部,正长斑岩呈岩脉状广泛分布于整个岩体中。在野外见辉绿玢岩小团块与正长花岗岩相互包裹(图2a),以及辉绿玢岩脉切割石英正长岩(图2b),而正长斑岩与正长花岗岩之间为渐变过渡接触(图2c)。

辉绿玢岩呈青灰色、灰黑色,块状构造。斑晶含量约10%,主要为斜长石和辉石,斜长石斑晶表面普遍因绿泥石化而浑浊;辉石斑晶呈半自形粒状,粒径约0.5~1.0 mm,发生了轻微蚀变(图2d)。基质以斜长石(约40%)、辉石(约35%)和隐晶质矿物

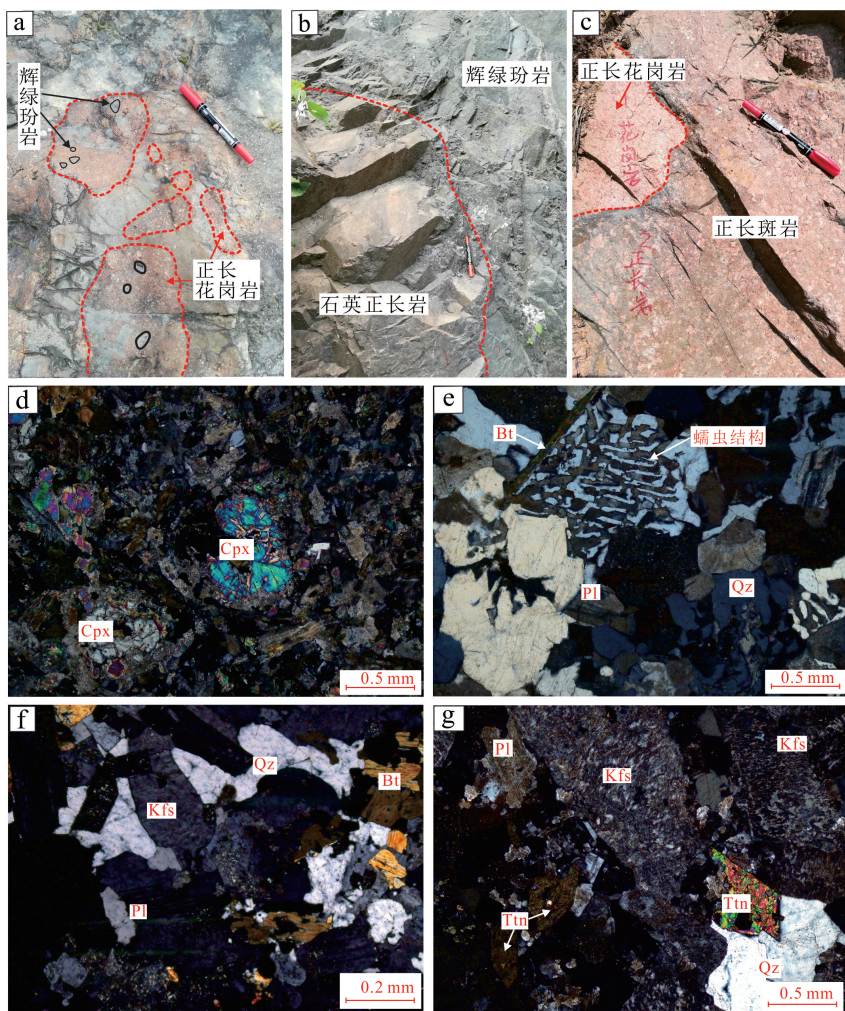


图2 汤池岩体野外露头 and 正交偏光镜下照片

Fig. 2 Field outcrop photos and photos under orthogonal polarized microscope of Tangchi complex

a. 正长花岗岩与辉绿玢岩相互包裹; b. 辉绿玢岩与石英正长岩接触界线明显; c. 正长斑岩与正长花岗岩为渐变过渡接触; d. 辉绿玢岩中辉石斑晶; e. 正长花岗岩中石英蠕虫结构; f. 石英正长岩中轻微蚀变; g. 正长斑岩中钾长石斑晶

矿物缩写: Cpx-单斜辉石; Bt-黑云母; Qz-石英; Kfs-钾长石; Pl-斜长石; Ttn-榍石

(约15%)为主。

正长花岗岩呈浅肉红色,具典型的花岗结构,呈块状构造。岩石主要由钾长石(40%~50%)、石英(30%~35%)、斜长石(10%~15%)和黑云母(3%~5%)组成。钾长石呈半自形板状,粒径约1~2 mm;石英呈它形粒状,可见蠕虫结构(图2e);斜长石呈半自形板状,粒径约0.1~2 mm,边部往往发育较强绢云母化;黑云母呈半自形片状,多色性明显,呈浅褐色-深棕色。

石英正长岩呈浅黄褐色,中细粒结构,块状构造。其矿物组合包括钾长石(60%~65%)、石英(15%~20%)、斜长石(5%~10%)和黑云母(1%~5%)等(图2f)。钾长石呈半自形板状,粒径约0.5~2 mm;石英呈它形粒状;斜长石呈半自形板状,粒径约0.5~1.5 mm;黑云母呈半自形片状,浅绿色-深棕色,其边部普遍发生绿泥石化。

正长斑岩呈浅肉红色,斑状结构,块状构造。斑晶含量约40%,主要为钾长石、石英和斜长石。钾长石斑晶呈半自形板状,粒径约0.5~3 mm,部分表面因高岭土化而较浑浊(图2g);石英斑晶呈它形粒状,粒径约0.5~2 mm;斜长石斑晶呈半自形板状,粒径约0.5~3 mm,表面普遍发生蚀变。基质含量约60%,以长英质矿物为主。

3 分析方法

本研究在北淮阳东段汤池地区的不同位置采集了14件样品,包括4件辉绿玢岩、6件正长花岗岩、2件石英正长岩和2件正长斑岩。对19TC20-1(正长花岗岩)、19TC16-1(辉绿玢岩)及19TC21-1(正长斑岩)三件样品进行了锆石U-Pb定年和微量元素分析。锆石透射光、反射光和阴极发光(CL)图像在武汉上谱分析科技有限责任公司拍摄。在进行锆石U-Pb同位素分析之前,通过透反射图像以及CL图像对锆石的晶体形貌和内部结构特征进行了详细研究,并挑选出最佳测试点以满足原位同位素分析要求。锆石U-Pb同位素定年和微量元素含量在武汉上谱分析科技有限责任公司同时分析完成。GeoLasPro激光剥蚀系统由COMPexPro 102 ArF 193 nm 准分子激光器和MicroLas光学系统组成,ICP-MS

型号为Agilent 7700。每个数据包括20~30 s的空白信号和50 s的样品信号。激光剥蚀斑束直径和深度分别为32 μm 和20~40 μm 。采用锆石标准91500作为外标校正锆石年龄,元素含量采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃NIST610作为外标, ^{29}Si 作为内标元素进行校正。使用ICPMSData Cal 10.7程序(Liu Y S et al., 2008)进行离线数据处理,使用Isoplot3.0程序生成锆石年龄谐和图和加权平均年龄图。基于在锆石CL图像和U-Pb定年测试结果,在武汉上谱分析科技有限责任公司利用激光剥蚀多接收杯等离子质谱仪(LA-MC-ICP-MS)进行了锆石Lu-Hf原位同位素分析。激光能量为70 mJ/cm^2 ,剥蚀频率为8 Hz,束斑直径为44 μm 。通常每分析10个点后分析2个91500标样。详细的仪器参数和操作流程参考Hu Z C et al. (2012)。

全岩主量元素分析在广州澳实分析检测有限公司完成,测试方法为X射线荧光光谱法(XRF),详细的仪器参数和操作流程等见Ma Q et al. (2012)。一般每分析8个样品后分析一次标准物质,所用的监控标样是美国地质调查局的AGV-2标样和中国国家标样GSR-1和GSR-7。主量元素测试结果精度好于4%,准确性好于3%。全岩微量元素测定在武汉上谱分析科技有限责任公司运用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)完成,型号为Agilent 7700e,具体的实验流程和操作步骤见Liu Y S et al. (2008)。元素准确度由国际标准物质AGV-2、BHVO-2和BCR-2以及国家岩石标样RGM-2等确定。其中,Nb、Ta、Zr、Hf、Ni、Ga、Rb、Y及轻稀土元素的分析精度优于5%,其它微量元素的精度优于12%。全岩地球化学图解利用Origin 8.5软件制作。

4 测试结果

4.1 锆石U-Pb年龄及微量元素

辉绿玢岩、正长花岗岩和正长斑岩的锆石微量元素和U-Pb同位素结果详见表1和表2。正长花岗岩和正长斑岩中锆石颗粒为半自形-自形,晶形较为完整,呈长柱状或短柱状,长度40~190 μm ,长宽比约1:1~3:1。辉绿玢岩中锆石颗粒为半自形-他形,以短柱状或不规则粒状为主,长度50~120 μm ,

表 1 汤池岩体 LA-ICP-MS zircon trace element contents ($\times 10^{-6}$) of the Tangchi complex and Related parameters

19TC16-1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	0.01	0.04	0.02	19.71	0.08	0.01	0.01	0.00	108	0.05	0.02	0.07	0.00	0.06	0.03	0.17	0.06	0.00	0.09	0.14
Ce	102	54.6	54.9	132	65.7	77.6	19.9	20.6	370	52.1	139	58.5	17.4	26.6	23.9	74.0	21.2	33.1	19.4	176
Pr	0.27	0.26	0.04	4.67	0.11	0.08	0.16	0.26	35.1	0.04	0.31	0.17	0.07	0.63	0.39	0.19	0.55	0.03	0.55	0.89
Nd	3.67	3.89	0.47	28.7	1.60	0.92	3.37	4.62	132	0.59	5.51	3.36	0.88	8.04	6.78	3.09	7.12	1.15	7.68	11.6
Sm	7.59	6.62	1.27	24.7	3.16	2.02	6.68	6.81	21.9	1.16	9.24	4.90	2.26	10.9	10.2	4.33	9.30	3.29	9.64	19.5
Eu	1.32	2.13	0.34	4.01	1.04	0.35	0.85	0.80	2.46	0.34	1.61	1.03	0.25	1.03	1.07	1.75	1.16	0.28	1.04	3.22
Gd	39.3	27.1	8.76	83.2	15.8	10.1	29.7	29.7	34.3	7.71	52.6	29.2	10.9	45.1	38.8	22.2	40.0	17.0	39.6	94.5
Tb	13.4	8.08	3.62	22.3	5.71	4.22	9.74	9.31	8.94	2.93	18.4	11.0	3.76	14.9	11.8	6.79	13.16	6.40	12.2	31.8
Dy	150	85.4	52.9	227	68.7	63.5	107	110	92.8	41.7	225	142	45.0	177	134	77.5	151	84.6	134	363
Ho	57.8	31.6	25.8	77.9	27.9	32.8	39.5	40.5	32.4	19.0	86.1	59.5	17.8	66.8	50.6	30.4	57.3	34.5	49.7	139
Er	260	141	150	337	136	206	176	184	141	105	383	300	85.9	315	235	137	261	180	220	626
Tm	53.5	30.9	40.6	69.5	31.2	57.1	37.5	40.5	29.3	27.5	80.0	67.9	19.6	67.7	49.2	30.4	54.9	44.4	46.6	130
Yb	478	277	454	647	310	639	350	379	264	308	691	644	194	620	465	289	506	451	432	1135
Lu	95.8	58.7	112	123	67.0	156	71.5	78.0	53.3	73.2	136	132	41.6	127	96.8	61.0	104	99.7	88.9	224
Th	190	383	163	1011	515	241	169	197	587	175	225	209	95.0	432	273	620	322	342	207	554
U	128	152	181	409	318	268	132	162	242	163	148	164	102	308	214	337	216	519	141	286
Nb	6.20	1.80	9.90	2.00	5.60	13.10	1.00	1.00	3.20	5.00	10.00	4.40	1.40	2.30	1.40	4.10	1.40	5.60	1.20	11.70
Ta	1.55	0.68	2.21	0.83	1.58	2.61	0.50	0.56	1.25	1.33	2.33	1.19	0.44	1.09	0.69	1.54	0.83	3.70	0.51	2.03
Hf	7240	8552	9699	7606	10700	8872	9390	10073	8907	10488	6956	7927	9661	8925	9984	10049	8391	13852	8562	7520
Y	1690	964	922	2413	928	1227	1179	1210	971	656	2483	1947	563	2026	1538	924	1729	1102	1465	4207
Ti	15.2	15.1	4.00	10.5	4.50	6.00	18.1	15.8	16.7	7.90	14.1	4.90	20.5	19.7	18.9	15.8	21.5	5.70	24.9	10.6
Th/U	1.49	2.52	0.90	2.47	1.62	0.90	1.28	1.21	2.43	1.08	1.52	1.28	0.93	1.41	1.27	1.84	1.49	0.66	1.47	1.94
ΣREE	1263	728	904	1800	734	1249	853	904	1326	639	1827	1455	439	1480	1123	738	1226	956	1061	2956
(Sm/La) _N	1083	246	129	1.94	64.8	211	693	0.00	0.31	34.1	588	108	703	286	539	39.9	236	0.00	161	222
Ce/Ce*	114	60.7	386	3.25	142	287	36.2	25.0	1.47	248	134	90.5	70.9	12.7	18.7	89.6	11.5	355	10.2	57.8
T _z (°C)	856	855	747	820	754	773	874	860	866	796	848	760	888	884	879	860	893	770	910	821

续表1

19TC20-1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	3.16	0.60	0.53	119	0.01	0.07	0.35	3.64	74.1	0.35	0.02	0.20	0.02	0.02	0.21	0.03	0.10	0.41	0.01	0.04
Ce	104	119	94.8	491	43.5	91.6	93.4	112	237	110	87.6	245	77.4	102	170	64.3	83.9	113	48.3	92.9
Pr	1.97	0.66	0.48	25.26	0.04	0.16	0.22	1.68	13.5	0.34	0.06	1.30	0.11	0.18	1.30	0.14	0.14	0.86	0.09	0.38
Nd	9.24	6.54	3.35	121	0.33	1.68	3.35	9.17	59.7	4.31	1.59	20.5	1.59	1.67	20.7	2.76	1.42	12.2	1.56	7.68
Sm	5.29	9.02	2.96	59.3	1.16	2.15	5.86	7.91	20.8	6.60	2.33	27.6	3.00	2.90	28.8	4.50	2.56	18.5	2.25	11.6
Eu	0.97	1.94	0.62	13.8	0.22	0.74	1.18	1.77	5.10	1.75	0.36	8.94	0.93	0.63	6.82	0.45	0.91	4.49	0.99	2.54
Gd	16.2	46.5	12.4	167	5.55	13.0	26.1	29.0	57.3	33.0	11.2	104	17.5	15.5	119	25.0	13.9	80.3	9.79	57.9
Tb	5.30	16.0	4.54	43.5	2.31	4.70	8.25	8.95	14.4	10.5	4.20	28.7	5.91	6.18	33.6	10.2	5.19	23.9	3.07	18.4
Dy	66.8	200	69.4	401	31.7	58.6	95.4	108	139	120	60.7	279	72.7	87.8	352	142	69.1	263	34.0	207
Ho	29.6	77.5	33.9	131	15.3	25.5	38.0	43.3	45.5	45.3	29.4	93.1	29.9	41.0	123	66.6	33.2	95.5	16.3	78.4
Er	162	368	212	513	86.2	151	173	203	195	206	166	384	152	234	527	351	194	409	86.2	340
Tm	44.9	80.1	58.6	100	23.0	40.2	38.6	45.8	38.8	42.8	44.6	74.7	34.2	58.3	106	84.1	51.0	85.8	22.3	70.2
Yb	500	727	675	859	256	456	360	459	358	399	491	660	341	629	918	843	581	761	256	616
Lu	120	149	173	165	62.5	111	75.3	96.3	75.6	80.2	115	131	76.0	144	180	183	146	151	66.6	124
Th	1419	765	921	968	141	1407	455	932	485	985	380	1076	328	439	763	414	738	657	190	461
U	740	366	657	261	137	768	222	300	181	333	303	273	192	319	259	302	504	284	145	212
Nb	90.7	24.4	21.2	10.0	4.30	9.60	7.20	97.7	4.90	16.1	9.40	8.20	4.20	13.8	6.80	6.80	8.00	12.90	1.70	5.90
Ta	2.18	2.29	1.91	1.41	1.09	1.66	1.54	1.69	0.94	2.04	2.05	1.69	1.15	2.43	1.33	1.78	0.97	1.38	0.37	1.33
Hf	11384	10264	13305	8889	10840	13002	10115	9158	11440	9462	9487	8466	10598	8621	8789	9953	10399	9703	9294	9583
Y	1152	2488	1345	3723	531	1015	1187	1526	1388	1422	1067	2720	1036	1468	3761	2250	1260	2897	586	2347
Ti	7.48	6.96	5.28	15.5	4.42	3.95	11.7	12.1	9.09	9.15	5.69	15.8	6.06	7.86	10.9	4.28	3.22	20.7	7.31	7.98
Th/U	1.92	2.09	1.40	3.71	1.03	1.83	2.05	3.10	2.68	2.96	1.25	3.94	1.71	1.38	2.95	1.37	1.46	2.31	1.31	2.17
ΣREE	1069	1802	1341	3209	528	956	919	1129	1333	1061	1015	2058	812	1323	2586	1777	1182	2019	548	1627
(Sm/La) _N	2.59	23.3	8.7	0.77	142	48.5	26.2	3.37	0.44	29.0	236	209	186	229	211	243	38.2	70.2	249	469
Ce/Ce*	9.93	41.2	42.7	2.09	278	153	79.8	11.0	1.70	71.3	385	54.9	194	172	38.2	129	141	34.0	162	73.2
T _z (°C)	802	796	777	864	767	760	838	841	817	817	782	866	787	805	832	765	750	894	800	806

续表 1

19TC21-1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	0.01	16.28	0.05	0.01	0.05	0.02	0.18	0.00	1.12	0.02	0.02	0.00	0.30	0.07	0.04	4.70	0.00	0.02	0.03	0.01
Ce	29.9	97.6	122	105	39.9	51.1	74.9	57.5	79.0	76.7	109	58.0	84.6	63.3	144	159	48.2	82.3	65.7	59.6
Pr	0.06	3.30	0.37	0.19	0.08	0.24	0.14	0.18	0.31	0.21	0.28	0.06	0.24	0.05	0.39	1.2	0.09	0.15	0.19	0.09
Nd	0.79	13.8	5.18	3.06	1.14	4.40	2.33	2.63	2.87	3.45	4.72	1.49	2.35	0.81	5.86	8.66	1.35	2.57	3.15	1.41
Sm	2.25	4.48	7.50	5.84	2.49	5.91	4.12	4.28	4.08	6.84	8.02	2.77	3.37	1.02	10.1	8.99	2.61	4.67	4.88	2.79
Eu	0.80	0.88	2.43	1.37	0.62	1.98	1.52	1.46	1.11	1.95	3.18	0.96	0.85	0.23	3.27	2.60	1.04	1.80	1.34	0.91
Gd	14.4	16.0	33.6	29.3	13.1	27.6	22.3	19.1	18.1	30.3	39.2	18.6	16.9	7.01	41.6	45.7	16.7	24.8	22.0	14.7
Tb	5.16	5.20	10.9	10.0	4.45	8.34	7.05	5.20	6.38	9.82	11.7	6.37	5.88	2.66	12.3	14.5	5.78	7.88	6.54	5.14
Dy	63.8	61.6	131	125	55.1	95.6	78.5	54.1	79.1	112	128	73.7	71.4	41.0	128	155	70.6	85.9	69.0	63.1
Ho	26.9	26.0	55.6	52.1	22.7	37.7	30.3	19.4	33.6	41.8	48.4	30.0	29.7	20.7	44.7	58.1	29.6	33.0	24.8	25.3
Er	134	130	273	264	115	184	140	85.0	181	193	205	148	155	132	196	259	145	149	104	123
Tm	32.7	29.0	62.1	58.7	26.6	43.3	29.4	16.5	43.2	40.1	41.6	33.0	35.8	37.4	40.3	54.4	32.8	30.7	20.9	27.5
Yb	330	281	598	557	263	442	265	152	447	365	364	310	362	410	365	473	316	280	182	269
Lu	82.2	61.0	133	121	59.5	106	54.3	31.9	103	75.1	74.3	67.7	80.3	102	76.4	96.9	68.8	58.7	36.4	57.8
Th	89.6	417	367	337	150	475	451	86.9	517	276	401	185	752	478	829	853	135	667	109	255
U	258	225	185	208	124	322	267	40.2	369	170	160	166	429	380	330	474	137	328	54.2	219
Nb	4.20	4.00	5.60	9.80	3.10	2.50	4.60	1.00	8.50	4.20	5.30	5.10	6.80	10.3	6.60	12.5	5.00	4.90	1.70	4.70
Ta	2.50	1.20	1.00	2.00	0.90	0.80	1.40	0.40	1.70	1.30	1.40	1.60	1.80	1.80	2.30	3.20	1.70	1.70	0.60	1.40
Hf	9041	10051	8339	9472	9745	11768	9804	8214	11356	9519	8252	9777	11035	12929	8704	9264	9551	9907	8294	10267
Y	851	879	1805	1703	768	1273	956	563	1178	1302	1413	973	1045	861	1359	1760	934	1020	726	833
Ti	2.90	6.30	13.2	10.7	6.00	2.00	5.60	11.8	4.40	5.50	12.4	5.30	4.80	4.20	11.9	8.50	6.10	5.70	15.3	4.40
Th/U	0.35	1.86	1.98	1.62	1.21	1.47	1.69	2.16	1.40	1.62	2.50	1.12	1.76	1.26	2.51	1.80	0.98	2.04	2.02	1.16
ΣREE	724	746	1434	1331	604	1008	710	449	999	957	1038	751	849	819	1068	1343	739	762	540	650
(Sm/La) _N	243	0.43	222	631	74.3	481	35.1	0.00	5.66	450	541	0.00	17.4	22.1	437	2.96	0.00	386	223	306
Ce/Ce*	146	3.08	97.8	169	121	63.1	107	98.5	32.2	110	117	325	72.1	260	111	15.8	162	160	100	203
T _z (°C)	727	777	842	822	774	709	769	831	752	767	836	765	758	750	832	802	776	770	857	752

注:锆石 Ti 温度[T_z(°C)]根据 [Ferry and Watson\(2007\)](#) 提出的公式进行计算.

表2 汤池岩体LA-ICP-MS 锆石U-Pb 同位素分析结果
Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of the Tangchi complex

样品点号	$\omega/\times 10^{-6}$		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	同位素比值				年龄(Ma)	
	^{238}U	^{232}Th		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
19TC16-1 辉绿玢岩									
19TC16-1-01	190	128	1.49	0.1395	0.0138	0.0206	0.0005	131.6	3.1
19TC16-1-02	383	152	2.52	0.1310	0.0122	0.0189	0.0004	120.7	2.5
19TC16-1-03	163	181	0.90	0.1383	0.0098	0.0199	0.0004	126.9	2.2
19TC16-1-04	1011	409	2.47	0.1253	0.0079	0.0191	0.0002	122.2	1.5
19TC16-1-05	515	318	1.62	0.2393	0.0180	0.0198	0.0004	126.4	2.3
19TC16-1-06	241	268	0.90	0.1460	0.0086	0.0210	0.0004	133.7	2.2
19TC16-1-07	169	132	1.28	0.2137	0.0172	0.0222	0.0005	141.7	3.2
19TC16-1-08	197	162	1.21	0.1368	0.0102	0.0207	0.0004	132.4	2.4
19TC16-1-09	587	242	2.43	0.1502	0.0140	0.0213	0.0007	135.8	4.4
19TC16-1-10	175	163	1.08	0.1408	0.0102	0.0204	0.0004	129.9	2.4
19TC16-1-11	225	148	1.52	0.1362	0.0102	0.0204	0.0004	129.9	2.4
19TC16-1-12	209	164	1.28	0.1397	0.0134	0.0209	0.0004	133.1	2.7
19TC16-1-13	95.0	102	0.93	0.1299	0.0131	0.0204	0.0005	129.9	3.0
19TC16-1-14	432	308	1.41	0.1388	0.0089	0.0204	0.0003	130.0	1.9
19TC16-1-15	273	214	1.27	0.1277	0.0081	0.0197	0.0004	125.5	2.3
19TC16-1-16	620	337	1.84	0.1834	0.0327	0.0256	0.0038	163.0	23.7
19TC16-1-17	322	216	1.49	0.1539	0.0240	0.0220	0.0005	140.1	3.0
19TC16-1-18	342	519	0.66	0.1399	0.0069	0.0201	0.0002	128.4	1.5
19TC16-1-19	207	141	1.47	0.1401	0.0104	0.0201	0.0004	128.2	2.7
19TC16-1-20	554	286	1.94	0.1504	0.0085	0.0212	0.0003	135.3	2.1
19TC20-1 正长花岗岩									
19TC20-1-01	1419	740	1.92	0.2336	0.0091	0.0211	0.0003	134.4	1.6
19TC20-1-02	765	366	2.09	0.1369	0.0093	0.0196	0.0003	125.0	2.2
19TC20-1-03	921	657	1.40	0.1385	0.0062	0.0201	0.0003	128.5	1.6
19TC20-1-04	968	261	3.71	0.2522	0.0244	0.0196	0.0004	125.0	2.3
19TC20-1-05	141	137	1.03	0.1428	0.0150	0.0220	0.0006	140.2	3.6
19TC20-1-06	1407	768	1.83	0.1221	0.0052	0.0187	0.0002	119.4	1.3
19TC20-1-07	455	222	2.05	0.1441	0.0133	0.0205	0.0003	131.0	2.1
19TC20-1-08	932	300	3.10	0.4110	0.0230	0.0220	0.0003	140.5	2.2
19TC20-1-09	485	181	2.68	0.2134	0.0143	0.0198	0.0004	126.2	2.3
19TC20-1-10	985	333	2.96	0.1489	0.0091	0.0213	0.0004	135.6	2.2
19TC20-1-11	380	303	1.25	0.1384	0.0080	0.0199	0.0003	127.3	2.0
19TC20-1-12	1076	273	3.94	0.1285	0.0125	0.0192	0.0006	122.5	4.1
19TC20-1-13	328	192	1.71	0.1444	0.0093	0.0206	0.0005	131.7	2.9
19TC20-1-14	439	319	1.38	0.1433	0.0072	0.0203	0.0003	129.8	1.9
19TC20-1-15	763	259	2.95	0.1398	0.0104	0.0201	0.0004	128.6	2.2
19TC20-1-16	414	302	1.37	0.1416	0.0085	0.0204	0.0003	130.5	1.8
19TC20-1-17	738	504	1.46	0.1332	0.0069	0.0191	0.0002	122.0	1.5
19TC20-1-18	657	284	2.31	0.6606	0.0261	0.0250	0.0005	159.5	3.1
19TC20-1-19	190	145	1.31	0.1312	0.0097	0.0193	0.0004	122.9	2.6
19TC20-1-20	461	212	2.17	0.1388	0.0099	0.0203	0.0004	129.3	2.5

续表2

样品点号	$\omega/\times 10^{-6}$		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	同位素比值				年龄(Ma)	
	^{238}U	^{232}Th		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
19TC21-1 正长斑岩									
19TC21-1-01	89.6	258	0.35	0.1442	0.0137	0.0208	0.0004	132.6	2.6
19TC21-1-02	417	225	1.86	0.1381	0.0094	0.0198	0.0004	126.6	2.3
19TC21-1-03	367	185	1.98	0.1292	0.0100	0.0186	0.0004	118.6	2.3
19TC21-1-04	337	208	1.62	0.1412	0.0090	0.0203	0.0004	129.5	2.4
19TC21-1-05	150	124	1.21	0.3134	0.0197	0.0202	0.0004	129.0	2.6
19TC21-1-06	475	322	1.47	0.1283	0.0081	0.0198	0.0003	126.4	2.0
19TC21-1-07	451	267	1.69	0.1341	0.0076	0.0196	0.0003	124.9	1.9
19TC21-1-08	86.9	40.2	2.16	0.1376	0.0153	0.0199	0.0007	127.1	4.1
19TC21-1-09	517	369	1.40	0.1332	0.0067	0.0191	0.0003	122.1	1.7
19TC21-1-10	276	170	1.62	0.1225	0.0103	0.0191	0.0004	121.8	2.2
19TC21-1-11	401	160	2.50	0.1392	0.0100	0.0202	0.0004	128.9	2.5
19TC21-1-12	185	166	1.12	0.1320	0.0081	0.0196	0.0003	125.1	2.1
19TC21-1-13	752	429	1.76	0.1299	0.0060	0.0187	0.0003	119.3	1.7
19TC21-1-14	478	380	1.26	0.1366	0.0067	0.0196	0.0003	124.9	1.7
19TC21-1-15	829	330	2.51	0.1308	0.0076	0.0190	0.0003	121.2	1.7
19TC21-1-16	853	474	1.80	0.1269	0.0065	0.0188	0.0002	119.8	1.5
19TC21-1-17	135	137	0.98	0.1275	0.0099	0.0190	0.0004	121.6	2.4
19TC21-1-18	667	328	2.04	0.1300	0.0076	0.0187	0.0003	119.5	1.7
19TC21-1-19	109	54.2	2.02	0.1313	0.0190	0.0189	0.0006	120.4	3.9
19TC21-1-20	255	219	1.16	0.1300	0.0080	0.0188	0.0003	119.8	1.8

长宽比约 1:1~2:1。在三者的锆石 CL 图像中,均能观察到明显的振荡环带,表明其为岩浆成因(图 3)。所有岩性中的锆石具有较高的 Th/U 比值(0.35~3.94),明显富集轻稀土而亏损重稀土(表 1)。在 La-(Sm/La)_N和(Sm/La)_N-Ce/Ce*图解(图 4)中,大部分锆石数据点落入或接近岩浆锆石区域,远离热液锆石区域。以上特征表明汤池岩体所测锆石颗粒均为岩浆锆石(吴元保和郑永飞, 2004; Hoskin, 2005)。

辉绿玢岩中的锆石共测定 20 个数据点,大多落在谐和线上或附近,其中 14 个数据点计算得出 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 130.3±1.7 Ma (MSWD=1.6) (图 5a, 5b),代表岩浆结晶年龄。7、9、16、17 号锆石的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄分别为 141.7±3.2 Ma、135.8±4.4 Ma、163.0±23.7 Ma 和 140.1±3.0 Ma,在谐和图上较为分散,不见继承核,表明其可能为捕获锆石。2、4 号数据点的谐和度较低,未参与加权平均年龄计算。

正长花岗岩锆石共测定 20 个数据点,其中 11 个数据点谐和度较高,计算得出 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均

年龄为 128.4±1.7 Ma (MSWD=1.4) (图 5c, 5d)。4、8 和 18 号数据点的谐和度较低,未参与加权平均年龄计算;6、12、17、19 号数据点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄分别为 119±1.3 Ma、122.5±4.1 Ma、122.0±1.5 和 122.9±2.6 Ma,低于加权平均年龄,可能与后期热液事件中 Pb 丢失有关,故未参与加权平均年龄计算;8、10 号数据点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄分别为 140.5±2.2 Ma 和 126.2±2.3 Ma,不见继承核,可能为捕获锆石。

正长斑岩锆石共测定 20 个数据点,大多数落在谐和线上或附近,其中 17 个数据点计算得出 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄 122.3±1.5 Ma (MSWD=2.2) (图 5e, 5f)。1、5、6 号数据点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄分别为 132.6±2.6 Ma、129.0±2.6 和 126.4±2.0 Ma,高于加权平均年龄,不见继承核,可能为捕获锆石。

4.2 岩石地球化学

北淮阳东段汤池辉绿玢岩、正长花岗岩、石英正长岩及正长斑岩的主、微量元素分析结果见表 3。其中辉绿玢岩的 SiO₂ 含量为 45.23~56.92 wt.%,

全碱含量中等 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.24 \sim 8.04 \text{ wt.}\%$), 富 MgO ($\text{MgO} = 2.92 \sim 6.06 \text{ wt.}\%$; $\text{Mg}^\# = 41 \sim 55$)、CaO ($4.84 \sim 8.24 \text{ wt.}\%$) 和 Al_2O_3 ($15.06 \sim 16.34 \text{ wt.}\%$)。正长花岗岩富硅 ($\text{SiO}_2 = 73.71 \sim 77.25 \text{ wt.}\%$)、富碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.97 \sim 9.34 \text{ wt.}\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.06 \sim 1.15$), 贫镁 ($\text{MgO} = 0.05 \sim 0.20 \text{ wt.}\%$) 和钙 ($\text{CaO} = 0.15 \sim 0.80 \text{ wt.}\%$), 全铁含量为 ($\text{TFe}_2\text{O}_3 = 1.10 \sim 1.75 \text{ wt.}\%$, $\text{FeO}^\text{T}/\text{MgO} = 7.20 \sim 22.0$)。

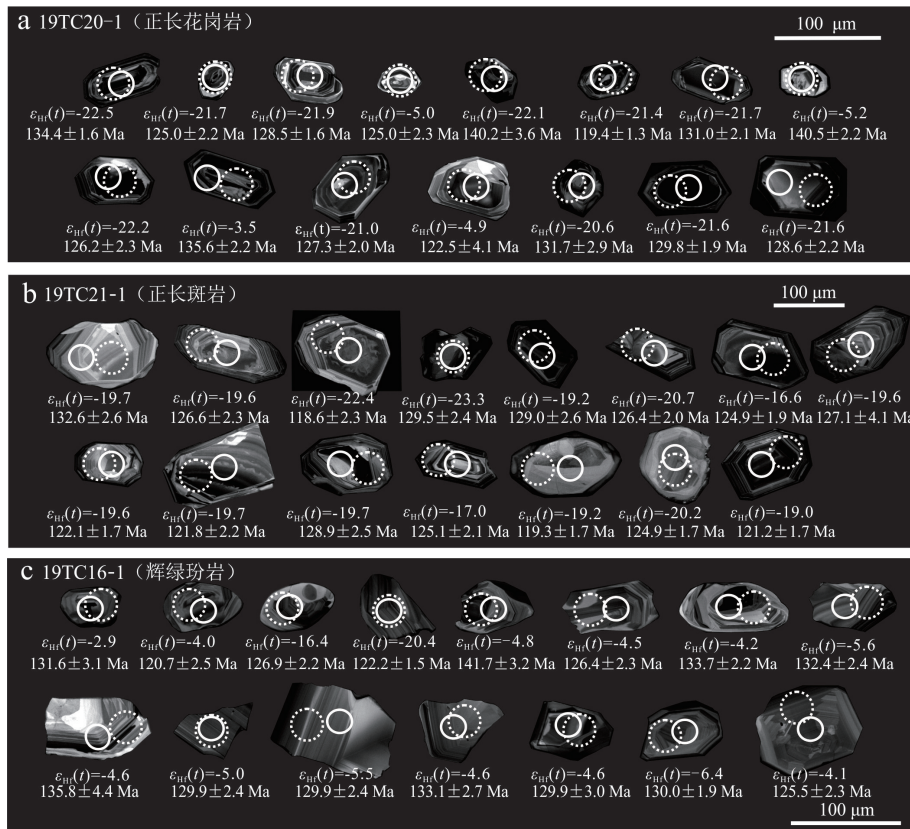


图3 汤池岩体锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 3 Cathodoluminescence images of zircons from the Tangchi complex
 实线白色圈代表锆石测点位置, 虚线白色圈代表Hf同位素测点位置

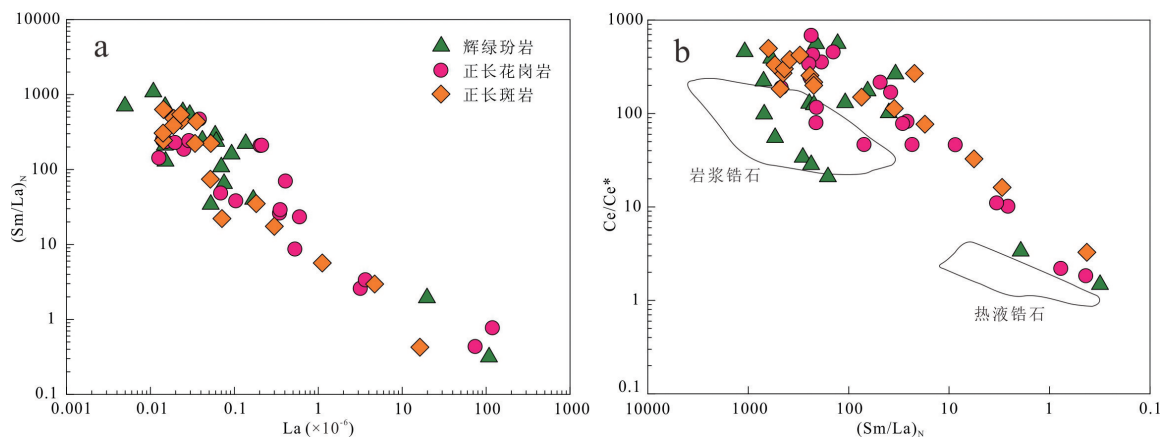


图4 汤池岩体锆石 $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ (a) 和 $(\text{Sm}/\text{La})_N-\text{Ce}/\text{Ce}^*$ (b) 图解

Fig. 4 Zircon $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ (a) and $(\text{Sm}/\text{La})_N-\text{Ce}/\text{Ce}^*$ (b) diagrams of the Tangchi complex
 底图修改自 Hoskin (2005); 球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough (1989)

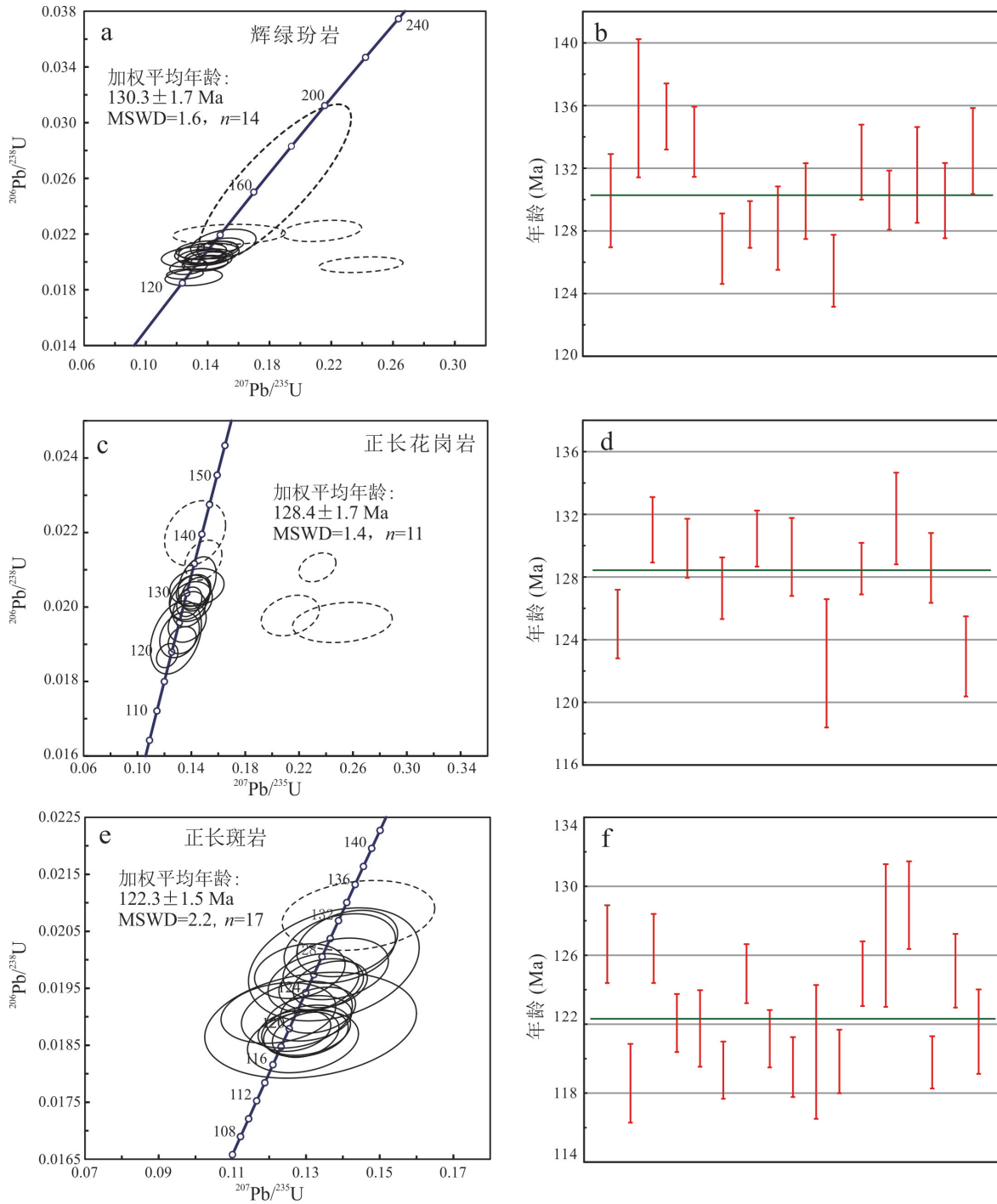


图5 汤池岩体锆石 U-Pb 年龄谐和图及加权平均年龄图

Fig. 5 Zircon U-Pb Concordia diagrams and weighted mean age from the Tangchi complex

石英正长岩的 SiO_2 含量较高 ($\text{SiO}_2=68.77\sim 69.07$ wt.%), 相对富碱(全碱含量为 $10.11\sim 10.42$ wt.%) 和铁 ($\text{TFe}_2\text{O}_3=2.35\sim 2.41$ wt.%), 贫镁和钙 ($\text{MgO}=0.39\sim 0.42$ wt.%, $\text{CaO}=1.00\sim 1.06$ wt.%).

正长斑岩 SiO_2 含量为 $62.44\sim 66.24$ wt.%, 全碱

含量 ($9.52\sim 10.23$ wt.%) 略高于正长花岗岩, 但 MgO ($1.07\sim 1.27$ wt.%) 和 CaO ($1.80\sim 2.30$ wt.%) 含量较低, 相比正长花岗岩和石英正长岩, 其 TFe_2O_3 含量 ($3.43\sim 4.06$ wt.%) 更高。

在 R_1 - R_2 分类图解(图 6a)中, 辉绿玢岩样品被

表 3 汤池岩体全岩主量 (wt.%)和微量元素 ($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 3 Whole rock major and trace element contents of the Tangchi complex

样号	19TC16-1	19TC19-2	19TC23-1	19TC16-3	19TC18-1	19TC19-3	19TC20-1	19TC21-2	19TC21-3	19TC22-1	19TC25-1	19TC26-1	19TC19-1	19TC21-1
岩性	辉绿玢岩	辉绿玢岩	辉绿玢岩	辉绿玢岩	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	正长花岗岩	石英正长岩	石英正长岩	正长斑岩	正长斑岩
SiO ₂	52.28	45.23	56.92	50.30	73.71	77.17	77.25	76.14	74.38	74.05	68.77	69.07	62.44	66.24
TiO ₂	1.18	1.49	0.93	1.49	0.17	0.09	0.07	0.07	0.16	0.18	0.30	0.31	0.56	0.43
Al ₂ O ₃	16.34	15.17	15.50	15.06	13.42	12.40	12.31	12.42	12.91	13.66	15.12	15.36	16.85	15.09
TF _e O ₃	7.38	11.58	5.72	8.74	1.75	1.11	1.10	1.56	1.44	1.58	2.41	2.35	4.06	3.43
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
MnO	0.12	0.18	0.11	0.17	0.09	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.08	0.08	0.10	0.08
MgO	2.92	5.43	3.80	6.06	0.17	0.07	0.05	0.17	0.20	0.13	0.39	0.42	1.07	1.27
CaO	6.21	8.24	5.67	4.84	0.43	0.50	0.15	0.80	0.69	0.44	1.06	1.00	2.30	1.80
Na ₂ O	2.27	2.32	2.69	3.50	3.90	3.95	3.91	3.84	4.08	4.53	4.40	4.57	4.60	4.24
K ₂ O	5.11	2.92	4.03	4.54	5.07	4.53	4.47	4.13	4.56	4.81	5.61	5.78	5.63	5.28
P ₂ O ₅	0.77	0.96	0.47	1.06	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.09	0.08	0.31	0.23
SO ₃	0.02	0.85	<0.01	0.14	<0.01	<0.01	<0.01	0.11	0.10	0.05	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
BaO	0.37	0.33	0.24	0.33	0.04	<0.01	<0.01	0.26	0.23	0.11	0.08	0.09	0.23	0.21
SrO	0.14	0.15	0.12	0.08	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.07	0.06
LOI	4.45	5.23	3.64	2.98	0.63	0.45	0.54	0.65	0.79	0.46	1.00	0.63	1.23	1.10
A/CNK					1.06	1.01	1.07	1.01	1.00	1.02	0.99	0.99	0.94	0.95
A/NK					1.13	1.09	1.09	1.15	1.11	1.08	1.14	1.12	1.23	1.19
Na ₂ O+K ₂ O	7.38	5.24	6.72	8.04	8.97	8.48	8.38	7.97	8.64	9.34	10.01	10.35	10.23	9.52
T _z (°C)					857	779	804	776	820	854	903	928	892	828
Li	27.5	35.9	26.9	34.7	4.69	4.83	2.41	2.38	3.56	4.53	6.41	6.52	9.91	12.5
Be	1.93	1.33	2.08	2.76	4.94	4.07	5.11	1.00	3.73	4.47	4.60	5.49	2.94	2.95
Sc	12.8	28.6	11.7	18.7	2.73	1.54	2.07	0.89	2.25	1.88	3.76	4.29	6.39	5.53
V	148	287	101	169	11.2	4.67	3.05	4.18	8.26	6.92	21.0	21.4	45.3	47.1
Cr	21.4	49.7	134	129	6.86	11.6	9.24	18.1	13.3	15.6	8.87	8.62	7.08	28.5
Co	18.5	33.7	18.7	25.5	0.92	0.49	0.41	0.91	0.82	0.70	1.94	1.95	4.92	6.16
Ni	20.5	20.0	74.8	66.6	2.48	1.92	1.78	1.95	1.93	1.90	2.35	1.98	3.07	10.1
Cu	30.0	46.1	23.9	31.6	1.69	0.70	0.85	2.32	2.18	1.11	2.45	3.49	1.77	4.6
Zn	86.8	106	63.6	89.2	43.6	13.7	16.7	14.2	29.8	17.2	49.9	37.7	50.6	35.2
Ga	20.6	19.0	18.4	17.9	17.8	17.1	17.5	12.5	16.9	16.8	18.4	19.2	18.0	17.1
Rb	131	91.1	68.7	123	201	198	236	90.8	152	183	175	196	121	143
Sr	1197	1205	1000	580	152	43.1	70.8	250	129	125	226	235	553	544
Y	28.7	30.8	22.9	29	15.8	6.70	7.68	4.37	12.00	19.9	30.5	32.0	28.4	24

续表3

样号	19TC16-1	19TC19-2	19TC23-1	19TC16-3	19TC18-1	19TC19-3	19TC20-1	19TC21-2	19TC21-3	19TC22-1	19TC25-1	19TC26-1	19TC19-1	19TC21-1
岩性	辉绿玢岩	辉绿玢岩	辉绿玢岩	辉绿玢岩	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	正长花岗岩	石英正长岩	石英正长岩	正长斑岩	正长斑岩
Zr	407	188	305	278	181	102	109	107	156	185	363	426	519	268
Nb	21.1	10.5	13.3	23.5	27.5	26.6	29.2	2.69	28.6	40.9	31.6	35.4	28.3	26.5
Sn	1.53	1.34	1.24	1.48	1.70	0.77	1.02	0.25	1.29	2.14	2.01	2.29	1.59	1.49
Cs	9.81	2.58	2.08	0.73	1.28	0.58	1.04	0.63	0.76	0.77	1.89	1.77	0.78	1.48
Ba	3152	2778	1962	2748	465	79.0	94.7	840	349	166	787	790	1914	1796
La	111	84.3	65.1	104	66.0	38.9	27.2	24.7	60.7	54.6	121	174	137	84
Ce	211	178	126	206	108	55.3	41.7	45.8	93.8	93.9	222	303	252	156
Pr	23.7	21.7	14.6	24.0	9.60	4.02	3.38	4.36	7.83	8.1	23.0	29.5	26.2	16.4
Nd	88.2	88.2	51.1	90.2	29.1	9.79	9.04	14.3	22.3	22.8	70.2	89.4	89.3	52.8
Sm	13.0	15.3	10.0	14.8	4.47	1.3	1.36	1.99	3.31	3.96	11.1	12.5	13.2	9.32
Eu	3.04	3.72	2.20	3.39	0.65	0.18	0.12	0.65	0.52	0.33	1.44	1.45	2.56	1.63
Gd	9.60	10.5	6.84	10.0	2.91	0.92	0.94	1.07	2.21	2.62	6.85	7.21	8.20	5.68
Tb	1.04	1.19	0.92	1.10	0.43	0.12	0.14	0.13	0.31	0.46	0.94	0.99	1.01	0.79
Dy	5.83	6.46	5.02	6.12	2.51	0.72	0.97	0.74	1.98	3.2	5.42	5.99	5.86	4.72
Ho	1.01	1.10	0.87	1.00	0.48	0.17	0.21	0.15	0.39	0.63	1.01	1.13	1.02	0.86
Er	2.8	2.93	2.11	2.75	1.59	0.70	0.77	0.44	1.17	1.84	2.94	3.16	2.76	2.21
Tm	0.38	0.38	0.32	0.42	0.29	0.14	0.17	0.09	0.22	0.35	0.46	0.50	0.44	0.37
Yb	2.35	0.42	2.07	0.38	2.02	1.31	1.41	0.7	1.76	2.52	3.09	3.37	2.86	2.46
Lu	0.35	0.36	0.3	0.34	0.33	0.25	0.28	0.12	0.31	0.39	0.49	0.54	0.45	0.39
Hf	8.91	4.86	7.8	6.49	6.2	4.81	5.89	3.86	5.86	7.4	9.98	11.8	12.4	7.57
Ta	0.96	0.48	0.78	1.21	1.35	1.17	1.41	0.24	1.42	2.34	1.98	2.21	1.45	1.68
Tl	0.86	0.34	0.38	6.49	1.43	0.94	1.53	0.52	1.03	1.04	1.16	1.21	0.67	0.83
Pb	19.3	0.36	22.0	4.86	37.3	25.3	25.5	16.6	38.6	16.5	41	32.2	13.3	18.3
Th	10.7	0.34	9.74	6.49	34.9	38.9	43.7	10	34.2	32.5	51.2	51.2	23.4	22.4
U	1.72	0.36	1.67	4.86	4.01	8.04	4.24	1.54	3.78	3.62	6.54	7.05	3.50	3.67
ΣREE	473	415	287	465	228	114	87.7	95.2	197	196	470	633	543	338
δEu	0.80	0.85	0.77	0.80	0.52	0.48	0.31	1.23	0.55	0.29	0.47	0.43	0.70	0.63
La _N /Yb _N	31.4	23.9	21.9	26.6	24.5	29.9	17.2	29.5	29.7	16.8	28.3	37.4	33.5	24.4
Nb/Ta	22.0	21.9	17.1	19.4	20.4	22.7	20.7	11.2	20.1	17.5	16.0	16.0	19.5	15.8
Ti/Zr	17.4	47.5	18.3	32.1	5.63	5.29	3.85	3.92	6.15	5.83	4.95	4.36	6.47	9.62
Nb/La	0.19	0.12	0.20	0.23	0.42	0.68	1.07	0.11	0.47	0.75	0.26	0.20	0.21	0.32
Sr/Y	41.7	39.1	43.7	20.0	9.62	6.43	9.22	57.2	10.8	6.28	7.41	7.34	19.5	22.7

注: A / CNK=Al₂O₃/[(CaO+Na₂O+K₂O)(mol.%); A / NK=Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)(mol.%); T_a(°C), 为锆石饱和温度, 根据Boehnke et al. (2013)的公式进行计算。

归类为辉长岩类和闪长岩类,其它样品与岩相学观察结果基本一致。在 SiO_2 - K_2O 图解(图 6b)中,辉绿玢岩、石英正长岩和正长斑岩样品均落在橄榄粗玄岩系列,而正长花岗岩则落在高钾钙碱性系列。在 A/CNK - A/NK 图解(图 6c)中,正长花岗

岩、石英正长岩和正长斑岩的铝饱和度(A/CNK)为 0.94~1.07,属于准铝质-弱过铝质系列。在 K_2O - Na_2O 图解(图 6d)中,除一个辉绿玢岩样品落在高钾质岩石系列外,其余样品均属于钾质岩石系列。

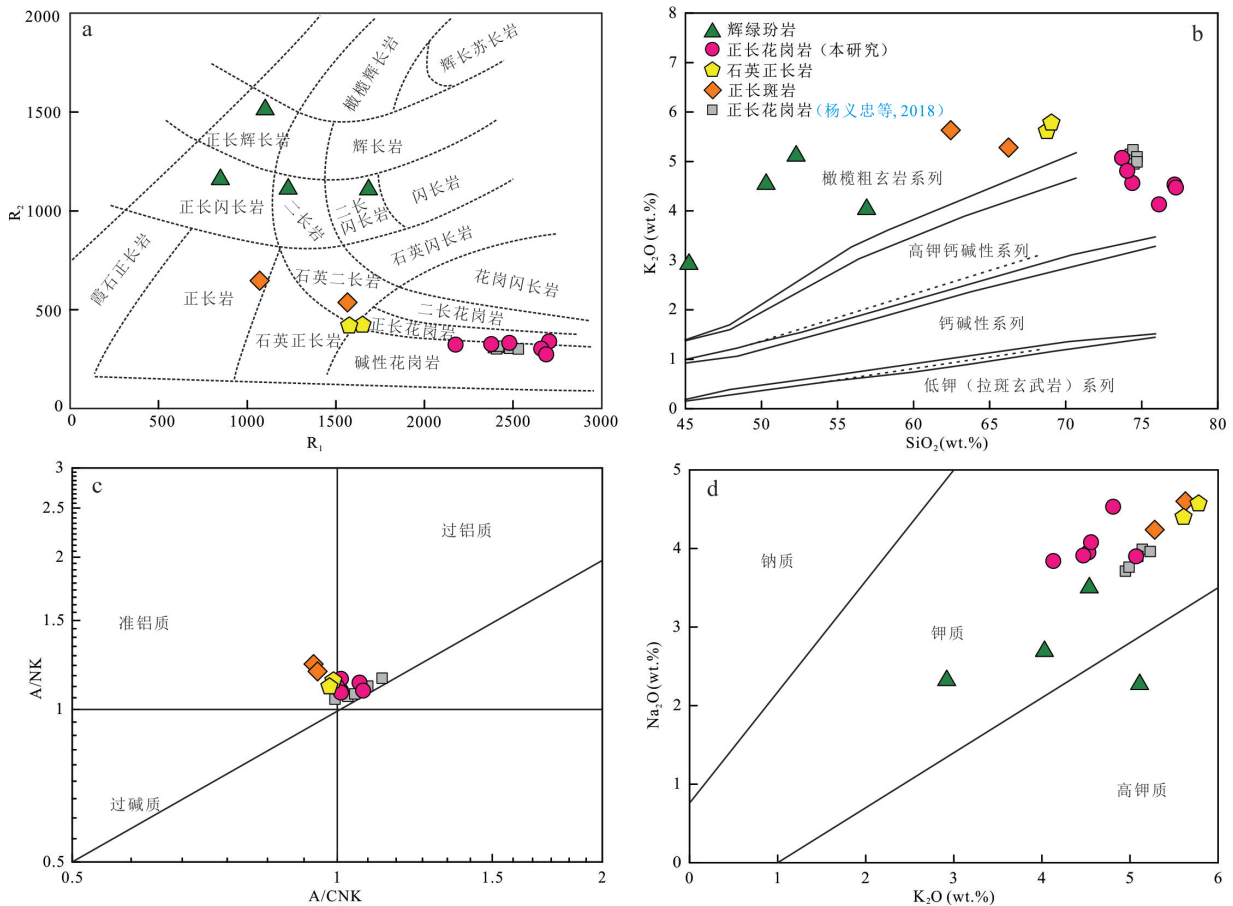


图6 汤池岩体主量元素判别图解

Fig. 6 Major elements discrimination diagrams of the Tangchi complex

a. R_1 - R_2 分类图解(底图据 De la Roche et al., 1980); b. SiO_2 - K_2O 判别图解(底图据 Peccerillo and Taylor, 1976); c. A/CNK - A/NK 判别图解(底图据 Maniar and Piccoli, 1989); d. K_2O - Na_2O 判别图解(底图据 Middlemost, 1975)

辉绿玢岩的稀土元素总量较高($287 \times 10^{-6} \sim 473 \times 10^{-6}$),富集轻稀土,其稀土分馏相对较为明显($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 21.9 \sim 31.4$)。球粒陨石标准化REE配分曲线整体呈右倾模式(图 7a),具弱的Eu负异常($\delta\text{Eu} = 0.77 \sim 0.85$)。岩石相对富集大离子亲石元素(如Rb、Ba、Th、U和K等),亏损高场强元素(如Nb、Ta、Zr和Hf等),具明显的“Nb-Ta”槽和“Ti、Sr、P谷”特征(图 7b)。辉绿玢岩具有高的Nb/Ta(17.1~22.0)和Ti/Zr比值(17.4~47.5),

以及低的Nb/La比值(0.12~0.23)(表3)。

相较于石英正长岩($470 \times 10^{-6} \sim 633 \times 10^{-6}$)和正长斑岩($338 \times 10^{-6} \sim 543 \times 10^{-6}$),正长花岗岩具有更低的稀土元素总量($87.7 \times 10^{-6} \sim 228 \times 10^{-6}$)。这些岩石的球粒陨石标准化稀土配分曲线均呈右倾模式,轻重稀土分馏明显($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 16.8 \sim 37.4$),多数样品显示弱到中等的Eu负异常($\delta\text{Eu} = 0.29 \sim 0.70$),其中部分正长斑岩样品呈现微弱的Eu正异常(图 7c)。在原

始地幔标准化微量元素蛛网图解中(图7d),岩石相对富集大离子亲石元素(如Rb、K、Th、U等),而高场强元素(如Nb、Ta、Zr等)表现为明显的亏损,

同时还具Ba、Sr、P和Ti负异常。这些岩石具有变化的Nb/Ta(11.2~22.7)和Sr/Y比值(6.28~57.2),以及低的Ti/Zr比值(3.85~9.62)(表3)。

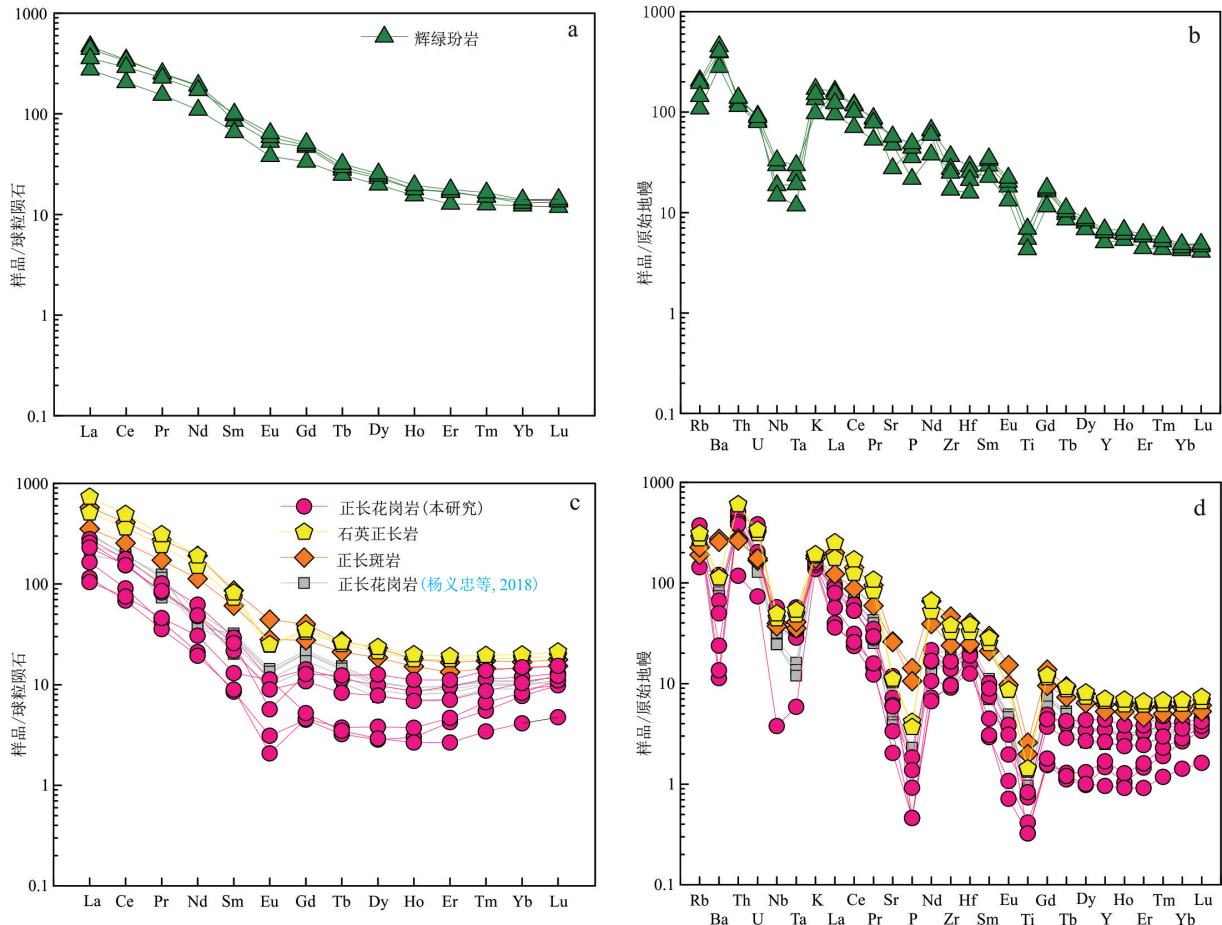


图7 汤池岩体球粒陨石标准化稀土元素配分模式图和原始地幔标准化微量元素分布蛛网图

Fig. 7 Chondrite-normalized REE distribution pattern and primitive mantle-normalized trace element spider diagram of the Tangchi complex

球粒陨石标准化值和原始地幔标准化值据 Sun and McDonough(1989)

4.3 锆石 Lu-Hf同位素结果

锆石 Lu-Hf同位素分析结果见表4。所有样品的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值均小于0.004,表明岩体形成之后锆石几乎没有积累放射性成因的Hf元素,因此测定得到的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值基本可以代表其形成过程中Hf同位素的组成特征。辉绿玢岩大多数锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为0.282513~0.282613, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-6.4~2.9,具有中元古代二阶段模式年龄($T_{\text{DM}2}=1214\sim1409\text{ Ma}$)。而其中的两颗锆石具有更低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(分别为

0.282115和0.282229)和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(分别为-16.4和-20.4),以及更高的二阶段模式年龄(分别为1962 Ma和2181 Ma)。与辉绿玢岩相比,正长花岗岩和正长斑岩中的大多数锆石具有更低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.282041~0.282228)和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-23.3~16.6)和更高的二阶段模式年龄($T_{\text{DM}2}=1966\sim2332\text{ Ma}$)。然而,正长花岗岩中的四颗锆石却显示出更高的锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.282550~0.282600)和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-5.2~3.5)(表4)。

表4 汤池岩体锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 4 Zircon Lu-Hf isotopic compositions of the Tangchi complex

样品点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
19TC16-1 辉绿玢岩											
19TC16-1-01	0.059730	0.000347	0.002027	0.000015	0.282613	0.000030	-5.6	-2.9	930	1214	-0.94
19TC16-1-02	0.050218	0.000806	0.002086	0.000042	0.282581	0.000034	-6.7	-4.0	977	1276	-0.94
19TC16-1-03	0.049804	0.000318	0.001699	0.000014	0.282229	0.000024	-19.2	-16.4	1469	1962	-0.95
19TC16-1-04	0.022009	0.000049	0.000857	0.000004	0.282115	0.000019	-23.3	-20.4	1596	2181	-0.97
19TC16-1-05	0.075641	0.001187	0.003006	0.000056	0.282569	0.000026	-7.2	-4.5	1021	1305	-0.91
19TC16-1-06	0.037431	0.000049	0.001274	0.000006	0.282572	0.000019	-7.1	-4.2	969	1290	-0.96
19TC16-1-07	0.029263	0.000109	0.001231	0.000003	0.282556	0.000028	-7.6	-4.8	991	1322	-0.96
19TC16-1-08	0.034828	0.000102	0.001188	0.000000	0.282535	0.000021	-8.4	-5.6	1020	1363	-0.96
19TC16-1-09	0.019717	0.000082	0.000717	0.000001	0.282560	0.000015	-7.5	-4.6	972	1312	-0.98
19TC16-1-10	0.061190	0.000319	0.002102	0.000006	0.282552	0.000023	-7.8	-5.0	1021	1335	-0.94
19TC16-1-11	0.038893	0.000219	0.001397	0.000003	0.282537	0.000020	-8.3	-5.5	1022	1359	-0.96
19TC16-1-12	0.052396	0.000119	0.001849	0.000002	0.282563	0.000023	-7.4	-4.6	997	1311	-0.94
19TC16-1-13	0.025451	0.000147	0.000919	0.000001	0.282562	0.000016	-7.4	-4.6	974	1309	-0.97
19TC16-1-14	0.055940	0.000419	0.001901	0.000006	0.282513	0.000024	-9.2	-6.4	1070	1409	-0.94
19TC16-1-15	0.104362	0.000880	0.003483	0.000037	0.282581	0.000025	-6.8	-4.1	1017	1284	-0.9
19TC20-1 正长花岗岩											
19TC20-1-01	0.061277	0.000419	0.002137	0.000013	0.282062	0.000024	-25.1	-22.5	1727	2290	-0.94
19TC20-1-02	0.054166	0.000773	0.002076	0.000027	0.282085	0.000023	-24.3	-21.7	1692	2247	-0.94
19TC20-1-03	0.096078	0.000478	0.003252	0.000013	0.282080	0.000027	-24.5	-21.9	1754	2260	-0.9
19TC20-1-04	0.027628	0.000139	0.001032	0.000005	0.282554	0.000019	-7.7	-5.0	988	1326	-0.97
19TC20-1-05	0.037831	0.000228	0.001632	0.000012	0.282071	0.000019	-24.8	-22.1	1691	2271	-0.95
19TC20-1-06	0.051614	0.000375	0.001862	0.000008	0.282093	0.000022	-24	-21.4	1669	2229	-0.94
19TC20-1-07	0.038107	0.000249	0.001337	0.000007	0.282082	0.000022	-24.4	-21.7	1662	2249	-0.96
19TC20-1-08	0.057326	0.000723	0.002242	0.000019	0.282550	0.000015	-7.9	-5.2	1027	1341	-0.93
19TC20-1-09	0.056161	0.000132	0.001724	0.000009	0.282069	0.000018	-24.9	-22.2	1698	2275	-0.95
19TC20-1-10	0.075416	0.000640	0.002647	0.000013	0.282600	0.000030	-6.1	-3.5	965	1244	-0.92
19TC20-1-11	0.112216	0.000685	0.003384	0.000013	0.282107	0.000026	-23.5	-21.0	1721	2209	-0.9
19TC20-1-12	0.079364	0.000338	0.002780	0.000007	0.282561	0.000023	-7.5	-4.9	1027	1322	-0.92
19TC20-1-13	0.051897	0.000991	0.002236	0.000046	0.282116	0.000024	-23.2	-20.6	1654	2186	-0.93
19TC20-1-14	0.048895	0.000601	0.001602	0.000018	0.282086	0.000019	-24.2	-21.6	1667	2241	-0.95
19TC20-1-15	0.050419	0.001326	0.001693	0.000048	0.282085	0.000019	-24.3	-21.6	1673	2243	-0.95
19TC21-1 正长斑岩											
19TC21-1-01	0.040982	0.000085	0.001692	0.000005	0.282141	0.000018	-22.3	-19.7	1594	2136	-0.95
19TC21-1-02	0.028579	0.000111	0.001062	0.000007	0.282144	0.000019	-22.2	-19.6	1564	2130	-0.97
19TC21-1-03	0.061288	0.000886	0.002172	0.000028	0.282068	0.000023	-24.9	-22.4	1720	2281	-0.93
19TC21-1-04	0.053199	0.000241	0.001854	0.000009	0.282041	0.000024	-25.9	-23.3	1743	2332	-0.94
19TC21-1-05	0.035941	0.000370	0.001274	0.000011	0.282155	0.000019	-21.8	-19.2	1558	2109	-0.96
19TC21-1-06	0.034650	0.000240	0.001358	0.000004	0.282114	0.000015	-23.3	-20.7	1618	2188	-0.96
19TC21-1-07	0.028490	0.000215	0.000980	0.000009	0.282228	0.000018	-19.2	-16.6	1443	1966	-0.97
19TC21-1-08	0.029862	0.000285	0.001045	0.000008	0.282143	0.000019	-22.3	-19.6	1565	2131	-0.97
19TC21-1-09	0.045162	0.000537	0.001518	0.000021	0.282145	0.000019	-22.2	-19.6	1582	2129	-0.95
19TC21-1-10	0.029527	0.000274	0.001036	0.000012	0.282142	0.000018	-22.3	-19.7	1566	2133	-0.97
19TC21-1-11	0.034230	0.000543	0.001373	0.000020	0.282142	0.000016	-22.3	-19.7	1580	2135	-0.96
19TC21-1-12	0.054508	0.000950	0.001827	0.000035	0.282218	0.000021	-19.6	-17.0	1491	1989	-0.94
19TC21-1-13	0.028877	0.000081	0.000953	0.000002	0.282155	0.000019	-21.8	-19.2	1543	2106	-0.97
19TC21-1-14	0.020720	0.000188	0.000721	0.000005	0.282126	0.000016	-22.8	-20.2	1574	2162	-0.98
19TC21-1-15	0.020595	0.000179	0.000699	0.000005	0.282159	0.000016	-21.7	-19.0	1528	2098	-0.98

注: 表中锆石 Hf 同位素组成的计算参数为 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$)_{CHUR} = 0.0336, ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_{CHUR} = 0.282785; ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$)_{DM} = 0.0384; t 为样品的形成时间, $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004).

5 讨论

5.1 花岗岩成因类型

判定A型花岗岩主要依据其岩石矿物组合和地球化学特征。在岩相学上,汤池正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩均具有A型花岗岩常见的显微文象结构、蠕虫结构(图2e)和条纹长石广泛发育等特征。这些岩石中暗色矿物多为黑云母,常见榍石、锆石和萤石等副矿物,与铝质A型花岗岩相似(李良林等,2013)。在汤池地区的花岗岩类中存在富钽(高达 1480×10^{-6})锆石,其阴极发光图像呈黑色,这是A型花岗岩的重要标志(Xie L et al., 2005)。

汤池正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩具有高硅、富碱、高钾和贫镁的特征,属于高钾钙碱性系列,并呈现准铝质-弱过铝质特征(图6b, 6c),类似于典型的铝质A型花岗岩(Whalen et al., 1987; Eby, 1990; 苏玉平等, 2006; Condie et al., 2023)。铝质A型花岗岩与高分异I型和S型花岗岩在化学特征上相似度较高,有时难以区分(吴福元等, 2007)。然而,相比于A型花岗岩,高分异I型花岗岩的全铁含量一般小于1.0 wt.%;而高分异S型花岗岩则具有较高的 P_2O_5 含量(平均值为2.81 wt.%)和较低的 Na_2O 含量(平均值为0.14 wt.%) (王强等, 2000; 吴福元等, 2007)。汤池正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩的全铁含量范围在1.10~4.06 wt.%, P_2O_5 含量小于0.31 wt.%, 而 Na_2O 含量介于3.84~4.57 wt.%之间,这些特征都不符合高分异S和I型花岗岩的化学特征。此外,这些岩石的 TFe_2O_3/MgO 比值在2.70~22.0之间,平均值为9.50,高于全球典型的I型花岗岩(平均值为2.27)和S型花岗岩(平均值为2.38)的 TFe_2O_3/MgO 比值(Whalen et al., 1987)。

与高分异I型和S型花岗岩相比,A型花岗岩的一个重要特征是形成温度较高(Miller et al., 2003)。本研究计算获得正长花岗岩和正长斑岩的锆石Ti温度(Ferry and Watson, 2007)分别为750~894 °C(平均值为 808 ± 37 °C)和709~857 °C(平均值为 783 ± 39 °C)(表1),略高于高分异I型花岗岩的形成温度(平均值为760 °C; King et al., 1997)。同时采用Boehnke et al. (2013)提出的锆石饱和温度计

算公式,获得正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩的锆石饱和温度分别为776~857 °C、903~928 °C和828~892 °C(表3),接近A型花岗岩的形成温度(> 830 °C; Miller et al., 2003)。

汤池正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩的Ga含量为 12.5×10^{-6} ~ 19.2×10^{-6} , Yb含量为 0.7×10^{-6} ~ 3.37×10^{-6} , $10000 \times Ga/Al$ 值为1.9~2.69,且全碱 Na_2O+K_2O 含量(7.97~10.35 wt.%)高,Zr+Nb+Ce+Y值为 191×10^{-6} ~ 828×10^{-6} (平均值为 424×10^{-6}),基本符合Whalen et al. (1987)和Eby (1990)厘定的A型花岗岩范畴,有别于北淮阳西段高分异I型花岗岩(陈伟等, 2013)。在 $10000 \times Ga/Al$ -Ce、Nb和Zr及 $(Na_2O+K_2O)/CaO$ -(Zr+Nb+Ce+Y)判别图解(图8)中,大多数样品落入A型花岗岩区域,与高分异的I型花岗岩及未分异的I型和S型相区别。稀土配分模式图(图7)中汤池花岗岩类大多呈轻稀土倾斜、重稀土较平坦,以明显的负铕异常为特点的海鸥型展布,具有铝质A型花岗岩的特征(周红升等, 2009a, 2009b; 谢玉玲等, 2015; 杨义忠等, 2018; 尤静静等, 2019)。这些岩石富集高场强元素、REE和Rb以及贫Al、Sr、Ba、Ti和P,与高分异I型和S型花岗岩有明显区别(Whalen et al., 1987; Eby, 1990, 1992)。

根据构造环境和化学成分,A型花岗岩分为两种类型:A₁型和A₂型(Eby, 1992)。其中,A₁型花岗岩形成于板内非造山环境,其Y/Nb比值小于1.2; A₂型花岗岩形成于后碰撞伸展环境,其Y/Nb比值大于1.2。汤池正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩的Y/Nb比值在0.25~1.00之间,表明这些岩石可能属于A₁型花岗岩(Eby, 1992)。在Nb-Y-Ce和Nb-Y-Ga分类图解(图9a, 9b)中,正长花岗岩、石英正长岩和正长斑岩投点大多落在A₁型花岗岩区内,与前人研究的北淮阳东段白垩纪花岗岩投点基本一致(王强等, 2000; 谢智等, 2004; 王爱枝, 2009; 周红升等, 2009a, 2009b; 谢玉玲等, 2015; 陈芳等, 2016; 吴齐等, 2016; 鹿献章等, 2017; 万俊等, 2017; 杨义忠等, 2018; 尤静静等, 2019; 吴皓然等, 2020)。

5.2 岩浆来源及演化过程

辉绿玢岩具有较低的 SiO_2 含量(45.23wt.%~56.92 wt.%)和较高的MgO含量(2.92wt.%~6.06

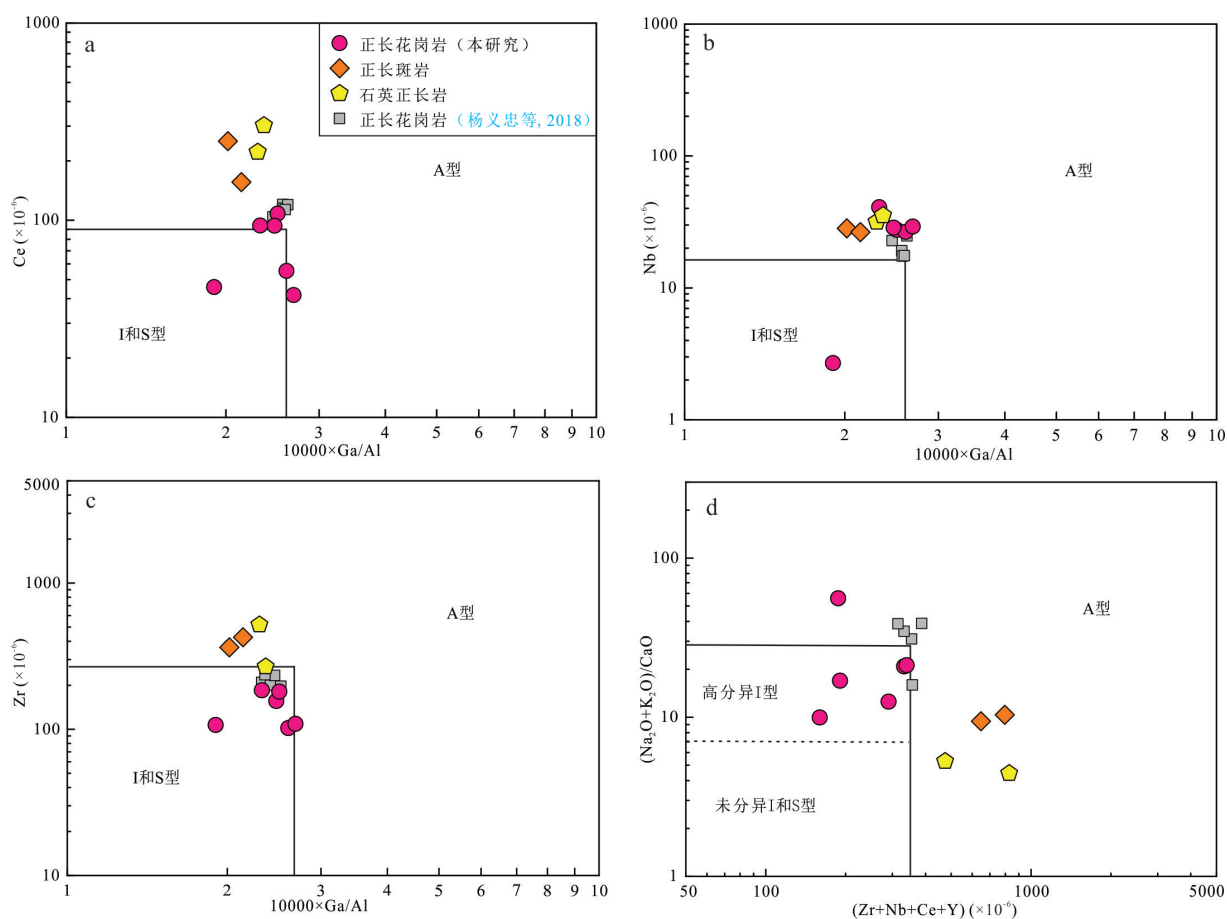


图8 汤池花岗岩成因类型判别图解

Fig. 8 Diagram for distinguishing genetic types of the Tangchi complex

a. $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ -Ce 图解; b. $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ -Nb 图解; c. $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ -Zr 图解; d. $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 图解

底图据 Whalen et al. (1987)

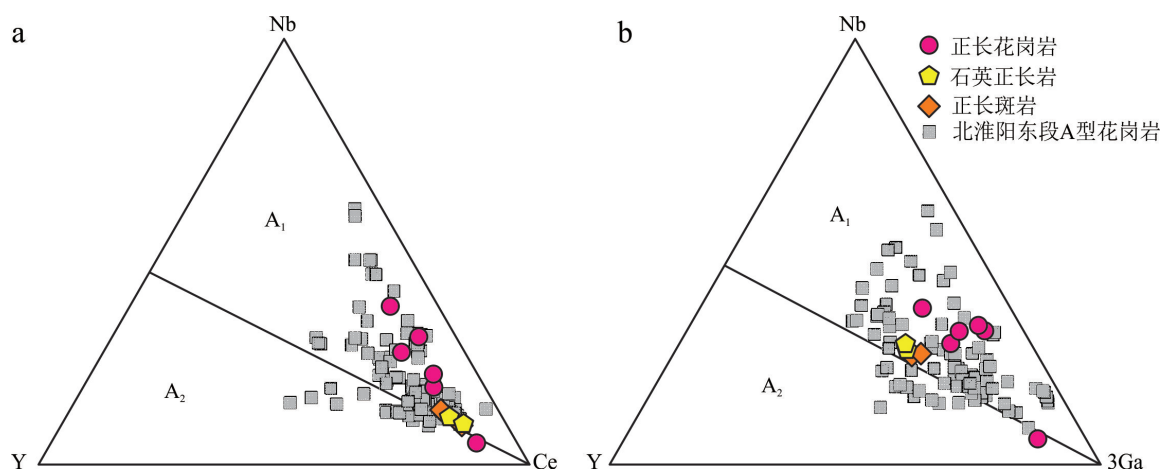


图9 汤池 A 型花岗岩 Nb-Y-Ce(a) 和 Nb-Y-Ga(b) 图解

Fig. 9 Nb-Y-Ce (a) and Nb-Y-Ga (b) diagram of the Tangchi A-type granites

底图据 Eby (1992); A₁-非造山 A 型花岗岩; A₂-后碰撞 A 型花岗岩

北淮阳东段 A 型花岗岩数据源自王强等(2000)、谢智等(2004)、王爱枝(2009)、周红升等(2009a, 2009b)、谢玉玲等(2015)、陈芳等(2016)、吴齐等(2016)、鹿献章等(2017)、万俊等(2017)、杨义忠等(2018)、吴皓然等(2020)、尤静静等(2019)

wt.% ; $Mg^\# = 41 \sim 55$) (下地壳熔体 $Mg^\# < 40$, Rapp and Watson, 1995), 且该岩石的 Nb/Ta 和 Ti/Zr 比值分别为 17.1~22.0 和 17.4~47.5 (表 3), 接近地幔比值 ($Nb/Ta = 17.5$; $Ti/Zr > 20$; Tischendorf and Palchen, 1985; Green, 1995), 表明其与地幔部分熔融的岩浆相似。汤池辉绿玢岩中大多数锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 -6.4~-2.9, 显著高于北淮阳东段花岗岩的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 (-10~-30) (图 10)。这一差异表明汤池辉绿玢岩不太可能直接源自地壳物质的部分熔融 (周红升等, 2008, 2009b; 商力, 2012; 刘晓强等, 2018)。值得注意的是, 汤池辉绿玢岩 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值与大别山早白垩世碰撞后基性岩和响洪甸碱性岩的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值存在一定程度的重叠 (分别为 -20.9~-2.3、-16.6~-10.4, 周伟伟等, 2014; Dai F Q et al., 2016, 2017), 这暗示辉绿玢岩可能由富集地幔部分熔融产生。Chen J F et al. (2001) 对长江中下游中生代基性岩 Nd 同位素的研究结果表明: 扬子陆块下伏岩石圈地幔具有类似于 EM I 端元的特征, 其 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 -5.2~-7.7, 呈现一定程度的富集特征, 与汤池辉绿玢岩相似。因此, 汤池辉绿玢岩可能是中生代扬子陆块下伏富集岩石圈地幔部分熔融的产物。

汤池辉绿玢岩显示出富集大离子亲石元素和轻稀土元素以及亏损高场强元素的特征 (图 7a, 7b), 其具有较低的 Nb/La 比值 (0.12~0.23) (地壳 Nb/La ≈ 0.7 ; Taylor and McLennan, 1995), 暗示其地幔源区

可能有陆壳物质的加入。进一步支持这一观点的是辉绿玢岩中的两颗锆石, 它们的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 -20.4 和 -16.4, 与具有弧型微量元素和富集放射性成因 Nd-Hf 同位素特征的大别山早白垩世碰撞后镁铁-超镁铁质侵入体和富钾火山岩 [$\varepsilon_{Nd}(t) < -12$; $\varepsilon_{Hf}(t) < -10$; Jahn et al., 1999; Wang Y J et al., 2005] 以及北淮阳东段中生代花岗岩的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值接近 (图 10), 暗示汤池辉绿玢岩的岩石圈地幔源区先前受到了陆壳物质的交代作用 (王世明等, 2010; Dai F Q et al., 2017; 刘晓强等, 2018)。

在野外, 我们发现辉绿玢岩脉切割正长花岗岩和石英正长岩, 或者以小团块的形式与其相互包裹。同时, 正长斑岩常常以透镜体或岩脉的形式被包裹在正长花岗岩和石英正长岩中 (图 1)。这些地质现象暗示汤池地区 A 型花岗岩的形成可能与辉绿玢岩存在一定联系。汤池正长花岗岩和正长斑岩大多数锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 (-23.3~-16.6) 明显低于辉绿玢岩的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 (图 10), 表明汤池 A 型花岗岩可能是基性岩浆在侵位到下地壳过程中同化围岩或者是古老下地壳部分熔融的产物。

根据现有研究资料, 大别造山带 TTG 片麻岩及由其重熔形成的早白垩世碰撞后花岗岩的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值是 -30~-12 (图 10, 周红升等, 2008, 2009b; 商力, 2012; Dai F Q et al., 2017; 刘晓强等, 2018), 全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 -23~-14 (Chen J F and Jahn, 1998;

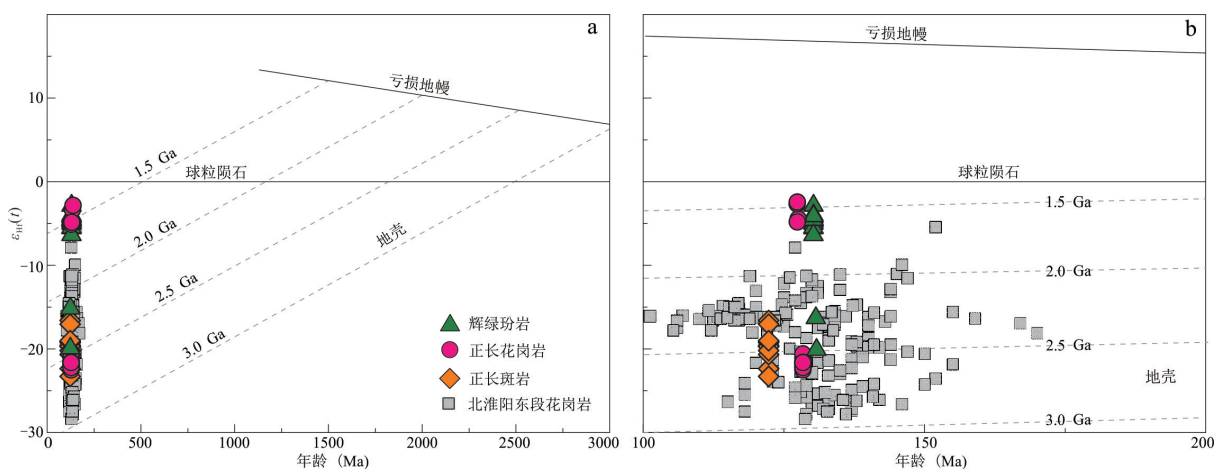


图 10 汤池岩体锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值和年龄协变图解

Fig. 10 Zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ values vs. age diagram of the Tangchi complex

北淮阳东段花岗岩数据来源于 Dai F Q et al. (2017)、周红升等 (2008, 2009b)、商力 (2012)、刘晓强等 (2018)

Wang Q et al., 2007)。而代表古老扬子下地壳物质的崆岭群片麻岩所显示出的同位素组成具有极端富集的特征,其锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值约为-40(所有数据均已对 130 Ma 重新计算)(Ma C Q et al., 2000; Zhang S B et al., 2006)。汤池 A 型花岗岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-23.3~-16.6,高于崆岭群片麻岩,与大别造山带 TTG 片麻岩和北淮阳早白垩世碰撞后花岗岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相似(图 10)。因此,推测类似于大别造山带早白垩世花岗岩,汤池 A 型花岗岩可能是下地壳部分熔融的产物。

汤池 A 型花岗岩中的四颗锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-5.2~-3.5,与辉绿玢岩锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(主要为-6.4~-2.9)接近(图 10),暗示这些花岗岩的形成可能是壳幔相互作用的结果(董传万等,2007)。此外,汤池 A 型花岗岩 Nb/Ta 比值为 11.2~22.7,大多数样品接近地壳比值(8~14; Stepanov and Hermann, 2013),但部分样品 Nb/Ta 比值高于球粒陨石(19.6; Münker et al., 2003),表明其岩浆源区可能有地幔物质的参与。在 $\delta\text{Eu}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ 图解(图 11)中,汤池 A 型花岗岩投点主要位于壳型区域,而少数正长花岗和正长斑岩样品落入壳幔混合型区域,暗示其原始岩浆主要来自下地壳,并受到了地幔物质的影响(王玉玺等,2017)。由于 A 型花岗岩与辉绿玢岩在地球化学特征上具有一定的相似性(图 7),我们推测汤池 A 型花岗岩可能是由富集岩石圈地幔部分熔融形成的幔源玄武质岩浆底侵所导致上覆下地壳岩石发生部分熔融的产物,是壳幔相互作用的结果。

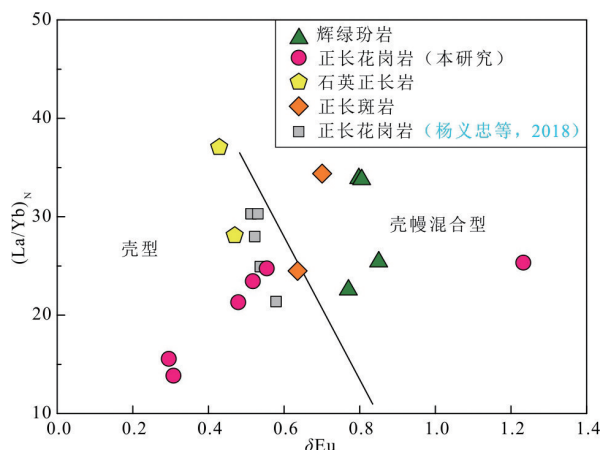


图 11 汤池岩体 $\delta\text{Eu}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ 图解

Fig. 11 Diagram of $\delta\text{Eu}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ of the Tangchi complex

底图据王玉玺等(2017)

正长花岗岩比石英正长岩和正长斑岩具有更高的 SiO_2 含量和更低的 Al_2O_3 、 CaO 、 TFe_2O_3 和 MgO 含量(表 3),呈现出一定的结晶分异趋势。在微量元素蛛网图和稀土配分模式图解中(图 7),正长花岗岩表现出更强烈的 Ba、P、Sr、Ti、Eu 负异常,以及更高的 REE 含量,这些元素的亏损或富集可能与钾长石、斜长石、磷灰石、铁钛氧化物(如榍石和钛铁矿)等矿物的分离结晶作用有关。考虑到汤池正长花岗岩和正长斑岩具有相近的时代和类似的 Hf 同位素组成,上述特征表明相比于石英正长岩和正长斑岩,正长花岗岩的形成可能经历了更为强烈的结晶分异作用。

综上所述,汤池辉绿玢岩可能由富集岩石圈地幔部分熔融形成,而 A 型花岗岩可能是由幔源岩浆底侵导致下地壳岩石发生部分熔融,形成的碱性岩浆在地壳深部岩浆房经历不同程度的结晶分异作用的产物。

5.3 大地构造意义

汤池辉绿玢岩、正长花岗岩和正长斑岩的成岩年龄分别为 130.3 ± 1.7 Ma、 128.4 ± 1.7 Ma 和 122.3 ± 1.5 Ma(图 5),表明其形成于燕山晚期,是早白垩世晚期岩浆活动的产物。根据 Pearce and Cann (1973) 和 Pearce and Norry (1979) 的研究,岩浆作用过程对 Zr、Y、Nb、Ti 等不相容元素的影响较小。通过分析这些元素特征,可以鉴别玄武质岩浆形成的构造环境。在 $\text{Y}/\text{Nb}-\text{TiO}_2$ 、 $\text{Zr}-\text{Zr}/\text{Y}$ 、 $\text{Zr}-\text{Ti}$ 、 $\text{Nb}-\text{Zr}-\text{Y}$ 图解(图 12)中,辉绿玢岩主要位于板内玄武岩区域,部分有火山弧玄武岩特征,表明汤池辉绿玢岩的形成与岩石圈伸展作用有关。结合辉绿玢岩具大陆边缘弧的地球化学特征,其源区可能受到俯冲流体交代的影响(Pearce and Cann, 1973)。

汤池石英正长岩、正长斑岩和正长花岗岩富碱、贫钙以及具有较高的 Ga/Al 和 $\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ 值,显示出铝质 A 型花岗岩的地球化学特征(图 8)。在 Eby (1992) 提出的 A 型花岗岩属性判别图(图 9)中,汤池 A 型花岗岩大部分落入 A_1 区域内,个别正长花岗岩落入 A_2 区域,指示其可能形成于板内非造山环境。在构造环境判别图解中,汤池 A 型花岗岩大部分投点于非造山碱性花岗岩区内(图 13a)

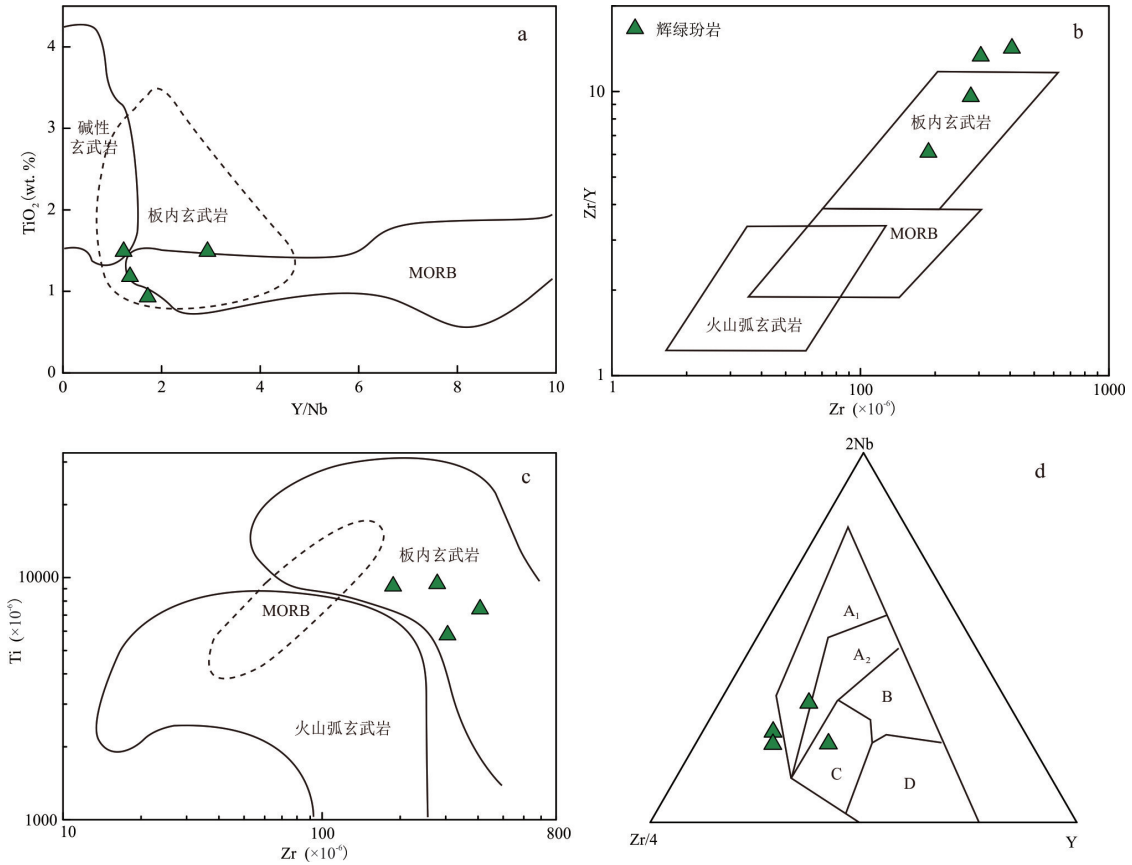


图 12 汤池辉绿玢岩的成岩构造环境判别图解

Fig. 12 Tectonic environment discrimination diagram of the Tangchi sillites

a. Y/Nb-TiO₂图解(底图据Floyd and Winchester, 1975); b. Zr-Zr/Y图解(底图据Pearce and Cann, 1973); c. Zr-Ti图解(底图据Pearce, 1982); d. Nb-Zr-Y图解(底图据Meschede, 1986)

A₁+A₂: 板内碱性玄武岩; A₂+C: 板内拉斑玄武岩; B: P型洋中脊玄武岩; D: N型洋中脊玄武岩; C+D: 火山弧玄武岩

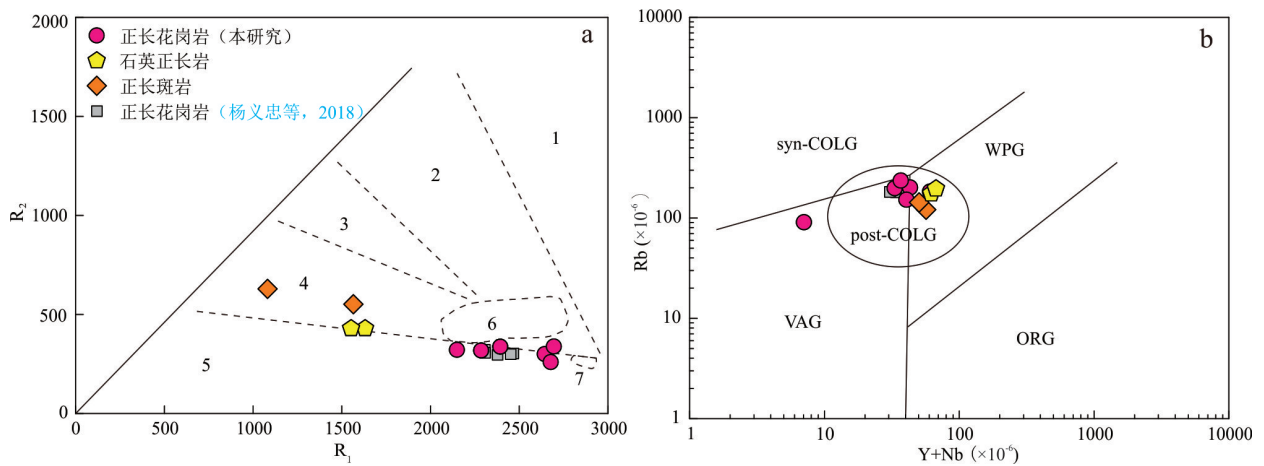


图 13 汤池岩体 R₁-R₂(a)和(Y+Nb)-Rb(b)构造环境判别图解

Fig. 13 Diagrams of R₁-R₂ (a) and (Y+Nb)-Rb (b) tectonic environment discrimination of the Tangchi complex

图a底图据Batchelor and Bowden(1985);图b底图据Pearce(1996)

图a: 1-地幔斜长花岗岩; 2-破坏性活动板块边缘花岗岩; 3-碰撞后隆起期花岗岩; 4-晚造山期花岗岩; 5-非造山区碱性花岗岩; 6-同碰撞深熔型花岗岩; 7-造山期后A型花岗岩; 图b: WPG-板内花岗岩; ORG-洋中脊花岗岩; VAG-岛弧花岗岩; syn-COLG-同碰撞花岗岩; post-COLG-后碰撞花岗岩

和后碰撞花岗岩区内(图 13b),表明汤池 A 型花岗岩的形成与强烈的伸展作用有关。

时空分布上,大别造山带早白垩世岩浆岩分为两个阶段:早阶段(143~130 Ma),岩石以高钾钙碱性花岗闪长岩-二长花岗岩为主,多呈岩基产出,广泛分布于大别造山带西部和南部,多呈现出埃达克质岩高 Sr 低 Y 的地球化学特征,为加厚/拆沉下地壳部分熔融的产物(Xu H J et al., 2012; 刘晓强等, 2018);晚阶段(130~112 Ma),岩石以 A 型花岗岩为主,常以岩株或岩脉形式出现在大别造山带中东部,并伴有富碱火山岩和幔源基性岩脉,常表现出海鸥型稀土元素配分模式,不具有高 Sr 低 Y 特征,被认为是后碰撞环境下陆壳强烈伸展作用的结果(马昌前等, 1999; 王强等, 2000; 王世明等, 2010; 商力, 2012; Dai F Q et al., 2016, 2017; 杨春玥等, 2020)。

大别造山带于~130 Ma 发生岩石圈减薄并进入持续伸展时期,埃达克质岩类被伸展环境下的晚

中生代 A 型花岗岩或碱性岩浆岩所取代(谢智等, 2004; Xu H J et al., 2007; 周红升等, 2009a; 谢玉玲等, 2015; 陈芳等, 2016; 吴皓然等, 2020),标志着碰撞造山作用的结束。大别造山带晚中生代 A 型花岗岩带可以划分为 A₁型和 A₂型两个分带(杨春玥等, 2020)。相较于 A₂型, A₁型花岗岩较为年轻,集中分布在北淮阳构造带东段地区(图 14)。大别造山带晚中生代经历了岩石圈减薄、下地壳拆沉和大陆岩石圈重熔过程(王强等, 2000; 鹿献章等, 2017; 杨义忠等, 2018; 尤静静等, 2019)。汤池岩体的形成时代(130~122 Ma)与大别造山带 A₁型花岗岩的年龄(130~112 Ma)相吻合,表明其形成于后碰撞伸展环境。汤池 A 型花岗岩的 Sr/Y 比值为 6.28~57.2,其地球化学特征与早阶段加厚下地壳重熔产生的岩浆岩不同,而与晚期伸展环境下的 A₁型花岗岩相似。结合区域地质背景和年代学数据,笔者认为汤池辉绿玢岩和 A 型花岗岩形成于大别造山带加厚下地壳减薄、强烈伸展阶段初期。在造山作用末期(130~

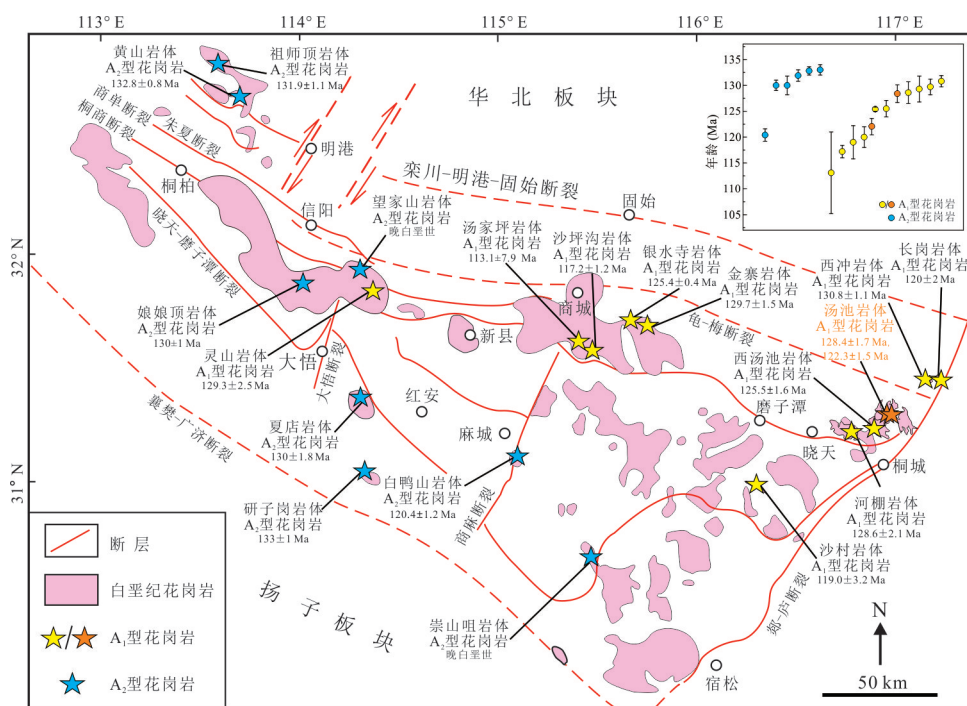


图 14 大别造山带 A 型花岗岩分布简图

Fig. 14 Distribution diagram of the A type granites in the Dabie orogenic belt

成因类型和年龄数据来源:望家山和崇山咀(王强等, 2000);沙村(谢智等, 2004);黄山和祖师顶(周红升等, 2008);白鸭山(Chen L et al., 2009);汤家坪(杨泽强, 2007);灵山(周红升等, 2009a);研子岗(周红升, 2009b);沙坪沟(任志等, 2014);西冲(谢玉玲等, 2015);长岗(吴齐等, 2016);金寨(陈芳等, 2016);河棚(鹿献章等, 2017);夏店(万俊等, 2017);西汤池(杨义忠等, 2018);娘娘顶(尤静静等, 2019);银水寺(吴皓然等, 2020);汤池(本文);底图修改自杨春玥等(2020)

112 Ma),由于伸展塌陷导致岩石圈拆沉,提供足够的热能触发富集岩石圈地幔部分熔融形成辉绿玢岩。与此同时,幔源岩浆底侵活动强烈,岩石圈发生减薄,上覆下地壳岩石部分熔融产生英质岩浆并经历结晶分异形成A型花岗岩,最终构成汤池A型花岗岩-辉绿玢岩复合岩体。

在中国东南部,晚中生代复合火成岩的形成与多个地质过程紧密相连,包括岩石圈消减和熔融、玄武岩浆底侵、下地壳深熔以及岩浆混合等(徐夕生等,1999;周新民和李武显,2000; Zhou X M et al., 2006)。因此,复合火成岩可以被视为壳幔相互作用的宏观地质表现(董传万等,2007; Yan Q S et al., 2014; 王对兴等,2019)。大别造山带是研究晚中生代壳幔相互作用的理想地区。该地区发育数量可观的基性侵入岩、火山岩以及规模更大的花岗岩,它们具有相似的同位素年龄,并且在地球化学特征上显示出源区强烈富集的特征。这表明大别造山带在晚中生代发生了一期明显的壳幔置换事件,其中岩浆事件始于地幔部分熔融,随后迅速扩展,引起大规模地壳部分熔融(周红升等,2008, 2009b; 王世明等,2010; 商力,2012; Dai F Q et al., 2017; 刘晓强等,2018; 杨春玥等,2020)。对汤池A型花岗岩-辉绿玢岩复合岩体的研究,丰富了大别造山带早白垩世碱性杂岩的研究内容,为深入探讨中国东部地区晚中生代壳-幔相互作用和构造-岩浆作用提供了一个新的实例。

6 结论

(1)大别造山带北淮阳汤池A型花岗岩组合主要为正长花岗岩(128.4 ± 1.7 Ma)、石英正长岩和正长斑岩(122.3 ± 1.5 Ma),伴有辉绿玢岩发育(130.3 ± 1.7 Ma),它们均为早白垩世岩浆活动的产物。

(2)汤池辉绿玢岩可能由俯冲交代作用形成的富集地幔部分熔融形成。石英正长岩、正长斑岩和正长花岗岩可能为幔源基性岩浆底侵诱发下地壳岩石发生部分熔融,形成的碱性岩浆在地壳深部岩浆房经历结晶分异作用的产物。

(3)汤池A型花岗岩-辉绿玢岩共生组合形成于大别造山带早白垩世构造体制转换后的强烈伸

展阶段初期,标志着造山作用的结束,其形成与伸展塌陷造成的岩石圈减薄和下地壳拆沉有关。

致谢:感谢徐晓波、巨凯亮、付政豪、张晨等同志在野外采样工作中给予的支持;感谢实验室有关工作人员在测试过程中给予的指导和帮助。

参考文献:

- 安徽省地矿局 313 地质队.1995.河棚幅 H-50-30-B 大关幅 H-50-31-A 桐城幅 H-50-30-D 孔城幅 H-50-31-C1/5 万区域地质调查报告[R].
- 安徽省地质调查院.2011.六安市幅 (I50C001002) 1:250000 区域地质调查报告[R].
- 陈芳,彭智,邱军强,董婷婷,柳丙全.2016.安徽金寨岩体地质和地球化学特征及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄[J].地质学报,90(5):879-895.
- 陈玲,马昌前,张金阳,刘园园,余振兵,张超.2012.首编大别造山带侵入岩地质图(1:50 万)及其说明[J].地质通报,31(1):13-20.
- 陈伟,徐兆文,李红超,杨小男,陈进全,王浩,王少华.2013.河南新县花岗岩岩基的岩石成因、来源及对西大别构造演化的启示[J].地质学报,87(10):1510-1524.
- 董传万,徐夕生,闫强,林秀斌,竺国强.2007.浙东晚中生代壳幔相互作用的新例证—新昌儒艮辉绿岩-花岗岩复合岩体的年代学与地球化学[J].岩石学报,23(6):1303-1312.
- 贾小辉,王强,唐功建.2009.A 型花岗岩的研究进展及意义[J].大地构造与成矿学,33(3):465-480.
- 李良林,周汉文,陈植华,王锦荣,陈正华,肖依.2013.福建太姥山地区和鼓山地区 A 型花岗岩对比及其地球动力学意义[J].现代地质,27(3):509-524.
- 刘晓强,闫峻,王爱国.2018.北淮阳汞洞冲铅锌矿区石英正长斑岩成因[J].地质学报,92(1):41-64.
- 鹿献章,周博文,彭智,邱军强,陈芳,董婷婷,柳丙全,陈志洪.2017.北淮阳东段河棚岩体地球化学特征、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J].华东地质,38(2):81-90.
- 马昌前,杨坤光,许长海,李志昌.1999.大别山中生代钾质岩浆作用与超高压变质地体的剥露机理[J].岩石学报,15(3):379-395.
- 任志,周涛发,袁峰,张达玉,范裕,范羽.2014.安徽沙坪沟铜矿区中酸性侵入岩期次研究——年代学及岩石化学约束[J].岩石学报,30(4):1097-1116.

- 商力.2012.安徽北淮阳地区燕山晚期岩浆岩成因及其大地构造背景[D].南京大学硕士学位论文.
- 苏玉平,唐红峰,侯广顺,刘丛强.2006.新疆西准噶尔达拉布特构造带铝质A型花岗岩的地球化学研究[J].地球化学,35(1):55-67.
- 万俊,吴波,郭盼,刘万亮,刘成新.2017.西大别造山带夏店岩体锆石U-Pb年代学、地球化学特征及其A型花岗岩的厘定[J].岩石矿物学杂志,36(5):633-645.
- 王爱枝.2009.河南商城汤家坪铝质A型花岗岩的地球化学特征及其构造指示意义[J].华南地质与矿产,25(4):10-16.
- 王德滋,赵广涛,邱检生.1995.中国东部晚中生代A型花岗岩的构造制约[J].高校地质学报,1(2):13-21.
- 王对兴,管琪,高万里,李春麟,张聚全,赵凯华.2019.浙东天台地区早白垩世花岗岩及暗色包体锆石U-Pb年龄,地球化学及其成因[J].中国地质,46(6):1512-1529.
- 王强,赵振华,熊小林.2000.桐柏-大别造山带燕山晚期A型花岗岩的厘定[J].岩石矿物学杂志,19(4):297-306.
- 王世明,马昌前,王琳燕,张金阳,杨颖.2010.大别山早白垩世基性脉岩SHRIMP锆石U-Pb定年、地球化学特征及成因[J].地球科学,35(4):572-584.
- 王玉玺,王金荣,周小玲,王怀涛,第鹏飞,王晓伟,陈万峰.2017. Columbia 超大陆裂解:来自塔里木克拉通东南缘大红山A型花岗岩的证据[J].地质学报,91(11):2369-2386.
- 吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞.2007.花岗岩成因研究的若干问题[J].岩石学报,23(6):1217-1238.
- 吴皓然,谢玉玲,钟日晨,王莹.2020.大别造山带银水寺铅锌矿区正长花岗岩斑岩脉锆石U-Pb年代学、地球化学特征和地质意义[J].地球科学,45(3):910-929.
- 吴齐,牛漫兰,朱光,王婷,费玲玲.2016.郧庐断裂带庐江段长岗A型花岗岩锆石U-Pb定年、岩石成因及其意义[J].岩石学报,32(4):1031-1048.
- 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.
- 谢智,郑永飞,闫峻,钱卉.2004.大别山沙村中生代A型花岗岩和基性岩的源区演化关系[J].岩石学报,20(5):1175-1184.
- 谢玉玲,李腊梅,郭翔,张健,姚羽,王爱国.2015.安徽西冲铜矿床细粒花岗岩的岩石定年、岩石化学及与成矿的关系研究[J].岩石学报,31(7):1929-1942.
- 徐树桐,江来利,刘贻灿,张勇.1992.大别山(安徽部分)的构造格局和演化过程[J].地质学报,66(1):1-14.
- 徐夕生,周新民,王德滋.1999.壳幔作用与花岗岩成因——以中国东南沿海为例[J].高校地质学报,5(3):241-250.
- 许保良,阎国翰,张臣.1998.A型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源[J].地学前缘,5:113-125.
- 杨春玥,何俊,杨一增,陈福坤.2020.大别山造山带新县二长花岗岩体地球化学与岩石成因[J].高校地质学报,26(2):132-146.
- 杨义忠,王徽,蔡杨,李明辉,柳丙全.2018.北淮阳东段西汤池岩体地球化学特征、锆石U-Pb定年及成因[J].地质学刊,42(2):188-196.
- 杨泽强.2007.河南省商城县汤家坪钼矿成矿模式研究[D].中国地质大学(北京)硕士学位论文.
- 尤静静,吴昌雄,蒋之飞,屠江海,陈松,肖霞,李随云,叶建华.2019.湖北大悟娘娘顶花岗岩地球化学特征及其地质意义[J].资源环境与工程,33(1):14-21.
- 张徐,张达玉,蒋华,李光惠,付翔,詹建华.2019.安徽霍山陈家湾岩体地球化学特征、年代学及其地质意义[J].合肥工业大学学报(自然科学版),42(7):988-998.
- 张怀东,王波华,郝越进,程松,项斌.2012.安徽沙坪沟斑岩型钼矿床地质特征及综合找矿信息[J].矿床地质,31(1):41-51.
- 郑永飞.2008.超高压变质与大陆碰撞研究进展:以大别-苏鲁造山带为例[J].科学通报,53(18):2129-2152.
- 周红升,马昌前,张超.2008.华北克拉通南缘泌阳春水燕山期铝质A型花岗岩类年代学、地球化学及其启示[J].岩石学报,24(1):49-64.
- 周红升,苏华,马昌前.2009a.灵山岩体的形成时代、构造背景及其A型花岗岩的厘定[J].信阳师范学院学报(自然科学版),22(2):222-226.
- 周红升,马昌前,陈玲.2009b.大别造山带研子岗碱性岩体成因及其构造意义:锆石U-Pb年龄和地球化学制约[J].岩石学报,25(5):1079-1091.
- 周泰禧,陈江峰,张巽,李学明.1995.北淮阳花岗岩-正长岩带地球化学特征及其大地构造意义[J].地质论评,41(2):144-151.
- 周伟伟,蔡剑辉,阎国翰,王亚莹,闫星光,闫志娇.2014.安徽金寨响洪甸碱性侵入岩年代学、岩石地球化学及其意义[J].矿床地质,33(1):104-122.
- 周新民,李武显.2000.中国东南部晚中生代火成岩成因岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的模式关系[J].自然科学进展,1:240-247.
- Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. Chemical Geology, 48(1): 43-55.
- Boehnke P, Watson E B, Trail D, Harrison T M, Schmitt A. 2013. Zircon saturation re-revisited[J]. Chemical Geology, 331: 240-247.

- gy, 351: 324-334.
- Chen J F, Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence[J]. *Tectonophysics*, 284(1-2): 101-133.
- Chen J F, Yan J, Xie Z, Xu X, Xing F. 2001. Nd and Sr isotopic compositions of igneous rocks from the Lower Yangtze region in eastern China: constraints on sources[J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(9-10): 719-731.
- Chen L, Ma C Q, She Z B, Mason R, Zhang J Y, Zhang C. 2009. Petrogenesis and tectonic implications of A-type granites in the Dabie orogenic belt, China: geochronological and geochemical constraints[J]. *Geological Magazine*, 146(5): 638-651.
- Condie K C, Pisarevsky S A, Puetz S J, Roberts N M W, Spencer C J. 2023. A-type granites in space and time: Relationship to the supercontinent cycle and mantle events[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 610: 118125.
- Cong B L, Wang Q C, Zhai M G, Zhang R Y, Zhao Z H, Ye K. 1994. Ultrahigh pressure metamorphic rocks in the Dabie-Su Lu region, China: Their formation and exhumation[J]. *The Island Arc*, 3(13): 135-150.
- Dai F Q, Zhao Z F, Dai L Q, Zheng Y F. 2016. Slab-mantle interaction in the petrogenesis of andesitic magmas: geochemical evidence from postcollisional intermediate volcanic rocks in the Dabie Orogen, China[J]. *Journal of Petrology*, 57(6): 1109-1134.
- Dai F Q, Zhao Z F, Zheng Y F. 2017. Partial melting of the orogenic lower crust: Geochemical insights from post-collisional alkaline volcanics in the Dabie orogen[J]. *Chemical Geology*, 454: 25-43.
- De la Roche H D, Leterrier J T, Grandclaude P, Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature[J]. *Chemical Geology*, 29(1-4): 183-210.
- Dong Y P, Santosh M. 2016. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling orogenic belt, Central China[J]. *Gondwana Research*, 29(1): 1-40.
- Duchesne J C, Wilmart E. 1997. Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (Southwest Norway): a jotunite (hypersthene monzodiorite)-derived A-type granitoid suite[J]. *Journal of Petrology*, 38(3): 337-369.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis[J]. *Lithos*, 26: 115-134.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. *Geology*, 20(7): 641-644.
- Ferry J M, Waston 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.
- Floyd P A, Winchester J A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2): 211-218.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. *Chemical Geology*, 120(3-4): 347-359.
- Hoskin P W O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3): 637-648.
- Hu Z C, Liu Y S, Gao S, Liu W G, Zhang W, Tong X R, Lin L, Zong K Q, Li M, Chen H H, Zhou L, Yang L. 2012. Improved in situ Hf isotope ratio analysis of zircon using newly designed X skimmer cone and jet sample cone in combination with the addition of nitrogen by laser ablation multiple collector ICP-MS[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 27(9): 1391-1399.
- Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, Tsai C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China[J]. *Chemical Geology*, 157(1-2): 119-146.
- Jiang X Y, Ling M X, Wu K. 2018. Insights into the origin of coexisting A_1 - and A_2 -type granites: Implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayangong intrusion in the Lower Yangtze River Belt, Eastern China[J]. *Lithos*, 318: 230-243.
- Kamaunji V D, Wang L X, Ahmed H A, Zhu Y X, Vincent V I, Girei M B. 2020. Coexisting A_1 and A_2 granites of Kudara Complex: implications for genetic and tectonic diversity of A-type granite in the Younger Granite province, north-central Nigeria[J]. *International Journal of*

- Earth Sciences, 109: 511-535.
- King P L, White A J R, Chappell B W. 1997. Characterization and origin of aluminous A type granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia[J]. *Journal of Petrology*, 36: 371-391.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. In Situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 257: 34-43.
- Loiselle M C, Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites[A]. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11: 468.
- Ma C Q, Ehlers C, Xu C H, Li Z C, Yang K G. 2000. The roots of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: constraints from geochemistry and Nd-Sr isotope systematics[J]. *Precambrian Research*, 102(3-4): 279-301.
- Ma Q, Zheng J P, Griffin W L, Zhang M, Tang H Y, Su Y P, Ping X Q. 2012. Triassic "Adakitic" Rocks in an Extensional Setting (North China): Melts from the Cratonic Lower Crust[J]. *Lithos*, 149:159-173.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Martin R F. 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment[J]. *Lithos*, 91(1-4): 125-136.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. *Chemical Geology*, 56(3-4): 207-218.
- Middlemost E A. 1975. The basalt clan[J]. *Earth-Science Reviews*, 11(4): 337-364.
- Miller C F, McDowell S M, Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. *Geology*, 31(6): 529-532.
- Munker C, Pfander J A, Weyer S, Buchl A, Kleine T, Mezger K. 2003. Evolution of planetary cores and the Earth-Moon system from Nb/Ta systematics[J]. *Science*, 301(5629): 84-87.
- Nardi L V S, Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granites associations: The Saibro intrusive suite, southern Brazil-A case study[J]. *Chemical Geology*, 92: 197-211.
- Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyse[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33-47.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[A].//Thrope R S. *Andesites: Orogenic Andesites and Related rocks*. John Wiley and Sons, Chichester: 528-548.
- Pearce J A. 1996. Source and settings of granitic rocks[J]. *Episodes*, 19(4): 120-125.
- 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(1): 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(4): 891-931.
- Shellnutt J G, Zhou M F. 2007. Permian peralkaline, per-aluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi district, SW China: their relationship to the Emeishan mantle plume[J]. *Chemical Geology*, 243(3-4): 286-316.
- Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, Isachsen C E. 2004. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3-4): 311-324.
- Stepanov A S, Hermann J. 2013. Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the "missing Nb paradox"[J]. *Geology*, 41(3): 303-306.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Taylor S R, McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust[J]. *Reviews of Geophysics*, 33: 241-165.
- Tischendorf G, Palchen W. 1985. Composition of the continental crust[J]. *Zeitschrift Fuer Geologische Wissenschaften*, 13(5): 615-627.

- Wang Q, Wyman D A, Xu J F, Jian P, Zhao Z H, Li C F, Xu W, Ma J L, He B. 2007. Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(10): 2609-2636.
- Wang Y J, Fan W M, Pen T P, Zhang H F, Guo F. 2005. Nature of the Mesozoic lithospheric mantle and tectonic decoupling beneath the Dabie Orogen, Central China: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, elemental and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of early Cretaceous mafic igneous rocks[J]. *Chemical Geology*, 220(3-4): 165-189.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419.
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, Jahn B M, Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis[J]. *Chemical Geology*, 187(1-2): 143-173.
- Xie L, Wang R C, Chen X M, Qiu J S, Wang D Z. 2005. Th-rich zircon from peralkaline A-type granite: Mineralogical features and petrological implications[J]. *Chinese Science Bulletin*, 50(8): 809-817.
- Xu H J, Ma C Q, Song Y R, Zhang J Y. 2012. Early Cretaceous intermediate-mafic dykes in the Dabie orogen, eastern China: Petrogenesis and implications for crust-mantle interaction[J]. *Lithos*, 154: 83-99.
- Xu H J, Ma C Q, Ye K. 2007. Early cretaceous granitoids and their implications for the collapse of the Dabie orogen, eastern China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemistry[J]. *Chemical Geology*, 240(3-4): 238-259.
- Yan Q S, Shi X F, Castill P R. 2014. The late Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the South China Sea: A petrologic perspective[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 85: 178-201.
- Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, Gao S, Wu F Y. 2006. Zircon isotope evidence for ≥ 3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China[J]. *Precambrian Research*, 146(1-2): 16-34.
- Zheng Y F. 2008. A perspective view on ultrahigh-pressure metamorphism and continental collision in the Dabie-Sulu orogenic belt[J]. *Chinese Science Bulletin*, 53: 3081-3104.
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S, Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: a response to tectonic evolution[J]. *Episodes*, 29(1): 26-33.
- Zhu Y X, Wang L X, Ma C Q, He Z X, Deng X, Tian Y. 2022. Petrogenesis and tectonic implication of the Late Triassic A₁-type alkaline volcanics from the Xiangride area, eastern segment of the East Kunlun Orogen (China)[J]. *Lithos*, 412: 106595.
- Zhu Y X, Wang L X, Xiong Q H, Ma C Q, Zhang X, Zhang C, Ahmed H A. 2020. Origin and evolution of ultrapotassic intermediate magma: The Songxian syenite massif, Central China[J]. *Lithos*, 366: 105554.