DOI: 10.3724/j.1000-4734.2025.45.025 **CSTR:** 32252.14.j.1000-4734.2025.45.025

扬子北缘三里岗石英闪长岩锆石和角闪石主、微量元素分析

陈宇[1,2]，蔡晓芸[1,2]，武志云[3]，徐扬[4]，刘雨[5]，杨振宁[1,2*]，何少存[1,2]

(1. 河北地质大学 河北省战略性关键矿产研究协同创新中心，河北 石家庄 050031；2. 河北地质大学 河北省战略性关键矿产资源重点实验室，河北 石家庄 050031；3. 中国地质大学（北京） 地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京 100083；4. 中国地质调查局武汉地质调查中心（中南地质科技创新中心），湖北 武汉 430205；5. 贵州省战略矿产智慧勘查重点实验室，贵州 贵阳 550000)

摘要：华南板块新元古代岩浆活动可能与罗迪尼亚超大陆的聚合和裂解有关。扬子陆块北缘大洪山地区存在近期发现的新元古代早-中期岩浆岩体，为揭示扬子北缘的古地理格局和构造演化过程以及华南板块与罗迪尼亚超大陆的可能联系提供关键性证据。本研究对扬子北缘三里岗石英闪长岩进行锆石年代学分析，以及锆石和角闪石的原位主微量元素测定和全岩地球化学研究。通过对石英闪长岩锆石LA-ICP-MS U–Pb定年，综合前人年代学研究结果，表明三里岗岩体形成于883～858 Ma。锆石和角闪石结晶温压、含水量和氧逸度计算结果显示，扬子北缘三里岗石英闪长岩结晶温度为757～774 ℃，结晶压力为1.5×10^8～2.4×10^8 Pa，岩浆水含量为5.57%～5.61%，氧逸度在ΔFMQ+0.85～+1.10之间。以上分析结果表明大洪山三里岗石英闪长岩的岩浆结晶时的环境具有低温、低压、高氧逸度、富水的特点，岩浆结晶于相对较浅的部位。其成分特征与平均上地壳微量元素特征类似，富集强不相容元素和轻稀土元素，亏损高场强元素，指示其可能形成于大陆弧环境。

关键词：扬子北缘；石英闪长岩；主微量元素分析；锆石；角闪石

中图分类号：P542; P587.954; P588.124 **文献标志码：**A

第一作者：陈宇，男，2002年生，本科生，地质学专业。E-mail: 2042426332@qq.com。

Analyses of major and trace elements of zircons and amphiboles in the Sanligang quartz diorite in the northern margin of Yangtze block

CHEN Yu[1,2], CAI Xiaoyun[1,2], WU Zhiyun[3], XU Yang[4], LIU Yu[5], YANG Zhenning[1,2*], HE Shaocun[1,2]

(1. Hebei Province Collaborative Innovation Center for Strategic Critical Mineral Research, Hebei GEO University, Shijiazhuang Hebei 050031, China; 2. Hebei Key Laboratory of Strategic Critical Mineral Resources, Hebei GEO University, Shijiazhuang Hebei 050031, China; 3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 4. Wuhan Center, China Geological Survey (Central South China Innovation Center for Geosciences), Wuhan Hubei 430205, China; 5. Guizhou Key Laboratory for Strategic Mineral Intelligent Exploration, Guiyang Guizhou 550000, China)

Abstract: The Neoproterozoic magmatic activities in the South China Block may be related to the assembly and breakup of the Rodinia supercontinent. There are some recently discovered magmatic intrusions of the early to middle Neoproterozoic in the Dahongshan area in the northern margin of the Yangtze Block. These intrusions may provide key evidences for revealing the paleogeographic frameworks and tectonic evolution processes of the northern margin of the Yangtze Block, and possible connections between the South China Block and the Rodinia supercontinent. In this work, we conducted the

收稿日期：2024-11-04。

基金项目：国家自然科学基金项目（编号：42202251）；河北省自然科学基金项目（编号：D2020403095）；河北地质大学国家级大学生创新创业训练计划资助项目（编号：S202310077016）；河北省战略性关键矿产研究协同创新中心开放基金项目（编号：HGUXT-2024-3）；贵州省科技计划项目（编号：黔科合基础-ZK[2022]一般081）。

*通信作者，E-mail: znyang@hgu.edu.cn。

zircon geochronological study, in-situ analysis of major and trace elements of zircons and amphiboles, and geochemical study of bulk rock samples of the Sanligang quartz diorite in the northern margin of the Yangtze Block. The LA-ICP-MS U-Pb dating results of zircons from the quartz diorite, combined with previous geochronological results, show that the Sanligang granitoid pluton was formed in the early Neoproterozoic (883-858 Ma). The calculated crystallization temperatures and pressures, water contents and oxygen fugacities of the magma, based on relevant data of zircons and amphiboles from the Sanligang quartz diorite in the northern margin of the Yangtze Block, vary from 757 ℃ to 774 ℃, from 1.5×10^8 Pa to 2.4×10^8 Pa, from 5.57% to 5.61%, and ΔFMQ+0.85 to ΔFMQ+1.10, respectively. These analytical results indicate that the environment during the crystallization of magma of the Sanligang quartz diorite in the Dahongshan area was characterized by relatively low temperature, relatively low pressure, high oxygen fugacity, and water-enriched magma. This means that the magma crystallization occurred at a relatively shallow depth. The compositional characteristics of the quartz diorite samples are similar to those of trace elements of the average upper crust, with the enrichment of strongly incompatible elements and light rare earth elements, and the depletion of high field strength elements, indicating that Sanligang quartz diorite could be formed in a continental arc environment.

Keywords：the northern margin of the Yangtze Block; quartz diorite; major and trace element analysis; zircon; amphibole

罗迪尼亚（Rodinia）超大陆是指全球性陆块在1300～900 Ma之间相继汇聚而形成、而后在新元古代中-晚期裂解的超级大陆[1]。其中，新元古代中期（860～800 Ma）是该超大陆聚散演化的关键转换期[2-4]。华南板块由华夏陆块和扬子陆块组成，华南板块的边缘和内部广泛发育中元古代末-新元古代的岩浆岩，因此它通常被认为是罗迪尼亚超大陆的重要组成部分，并在超大陆重建方案中处于关键位置，对探究超大陆形成演化及其地球动力学机制具有重要意义[5]。前人对华南板块中-新元古代岩浆-构造事件的研究主要集中在扬子陆块西部攀西地区和东南缘江南造山带[6-8]，而该陆块北缘新元古代报道相对较少[9,10]。关于扬子陆块北缘860～750 Ma岩浆活动的性质和构造背景前人提出了不同的模型，包括：1）板片俯冲模型[11-13]，其认为扬子北缘存在一个长期活动的大陆弧（>850～750 Ma）；2）地幔柱模型[14-17]，该模型提出约850 Ma之后的岩浆岩是地幔柱之上的裂谷活动的产物[18]；3）板片-裂谷模型[19,20]，该模型认为960～860 Ma处于弧陆碰撞阶段，830～800 Ma为碰撞后构造垮塌阶段，并认为扬子北缘大别-桐柏地区780～740 Ma岩浆作用的形成与岩石圈伸展导致的裂谷作用有关[20,21]。值得注意的是在扬子北缘>850 Ma的岩浆岩主要出露于南襄盆地以西的秦岭造山带，而南襄盆地以东的桐柏-大别造山带及其周缘地区则很少有这一时期的岩浆记录[10]。近年来，在桐柏造山带与扬子陆块交界处发现的三里岗约860 Ma岩体，为研究扬子陆块及邻区新元古代构造背景、岩浆演化过程提供了珍贵的研究载体，对探究华南板块与Rodinia超大陆的演化关系具有重要意义。

目前对于扬子北缘三里岗花岗质岩体的研究主要基于全岩地球化学和锆石年代学[22-25]，而对岩体中锆石和角闪石等矿物的元素地球化学特征鲜有报道。锆石是岩浆岩中常见的副矿物，并且由于其较高的稳定性，在经历多次地质事件后依然能保存源岩大量的信息。同时，锆石的成分特征也可以反映岩浆结晶时的物理化学条件[26-29]，可以有效判别成岩环境以及构造背景[30]。另外，角闪石广泛存在各种岩浆岩中，由于存在着Na^+-K^+、Si-Al-Fe-Ti和Fe^{2+}-Mg-Mn等多元素的类质同象替换现象，在不同的岩石形成条件下产生了不同的角闪石亚种，这些矿物亚种的成分变化记录了岩石形成过程中岩浆起源和演化等方面的重要信息[31]。同时，角闪石的某些成分对岩浆结晶的温度、压力和氧逸度等指标具有重要的指示意义[32,33]，不同学者提出适合不同情况下的角闪石温压计和氧逸度计[34-39]。

为此，本文选取扬子陆块北缘新元古代三里岗花岗质岩体为研究对象，对其中的石英闪长岩开展了系统的岩石学、年代学及角闪石和锆石矿物地球化学研究，反演其岩浆形成演化过程及物理化学条件，为进一步探究扬子北缘新元古代岩浆-构造演化提供了新的制约信息。

1 野外地质特征与岩相学特征

大洪山地区连接着秦岭造山带和扬子陆块，北部以襄广断裂为边界（研究区内为三里岗−三阳断裂），南部被南华系莲沱组角度不整合覆盖[40]（图1）。大洪山地区主要由北带（基性岩夹安山岩、英安岩、流纹岩及少量粉砂岩）和南带（辉长辉绿岩、玄武岩、硅泥质岩、碎屑岩和碳酸盐岩）组成，保存有扬子北缘新元古代造山作用记录。该区域新元古代岩浆活动性质、构造演化过程及其动力学机制是近年来学者研究的重点[23,25,41-46]。其中，北部的三里岗岩体是该区面积最大、岩性类型最多样的侵入岩体。已有研究表明，三里岗岩体主要由石英闪长岩、二长花岗岩和花岗闪长岩组成，其年龄约为860 Ma。三里岗岩体显示出典型的钙碱性系列特征，前人全岩元素和Sr–Nd–Hf–O同位素研究表明三里岗花岗质岩体是一套岛弧型火成岩[23,25]。

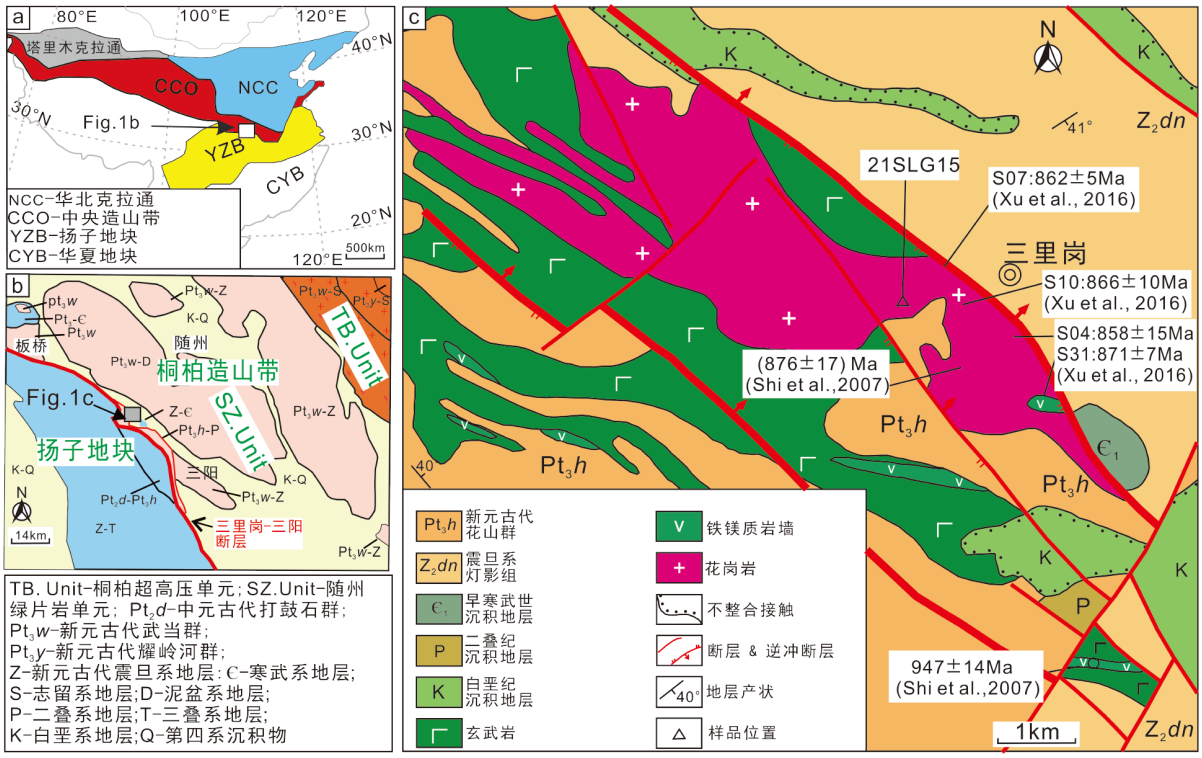
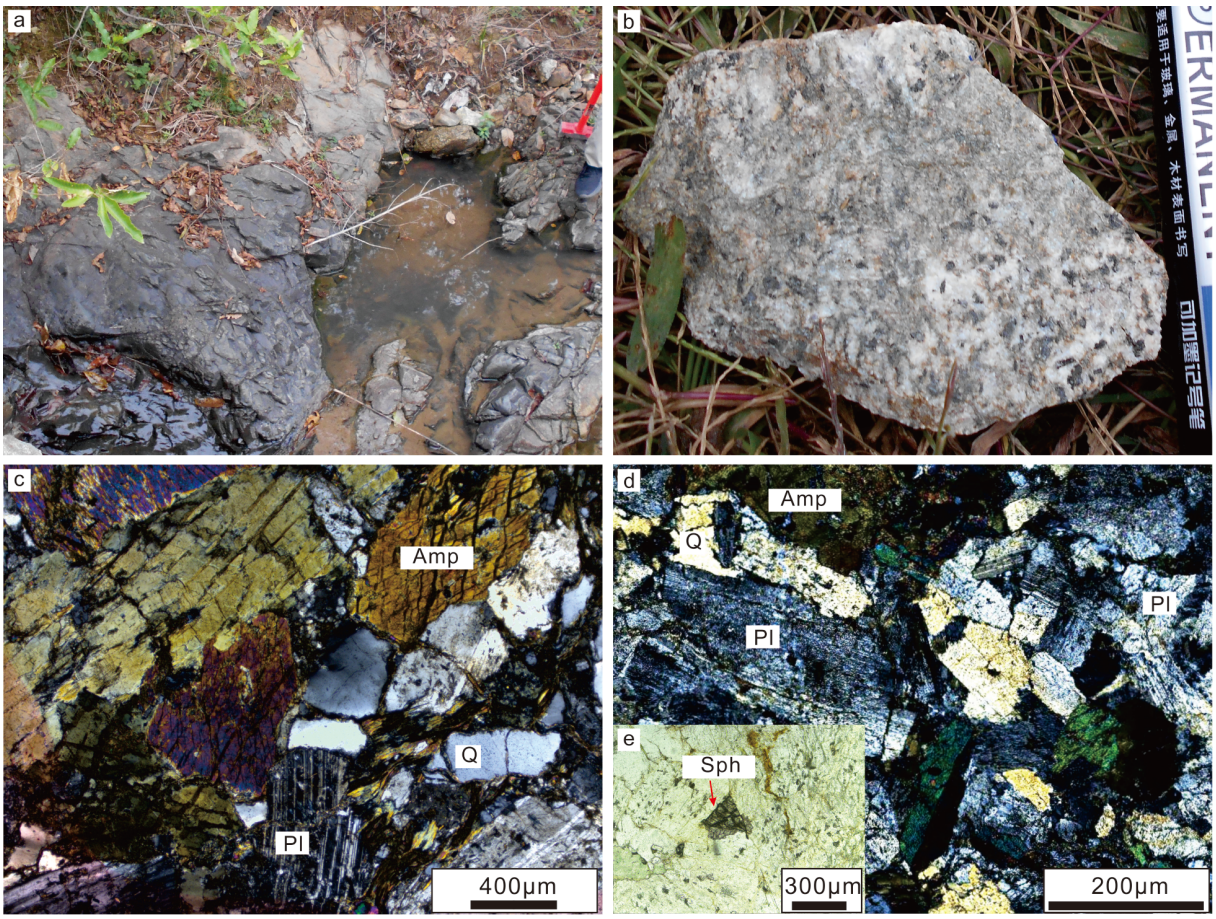


图1 研究区大地构造位置简图（a）、桐柏造山带及邻区构造单元划分简图（b）和扬子北缘三里岗地区地质简图（c）（修改自文献[25]）

Fig. 1. Tectonic sketch map showing the tectonic position of the study area (a), simplified tectonic map showing tectonic units of the Tongbai orogen and its adjacent areas (b) and simplified geological map of the Sanligang area in the northern margin of the Yangtze Block (c) (modified from reference [25])

本研究采集三里岗花岗质岩体中石英闪长岩样品进行锆石和角闪石矿物学、年代学及地球化学研究。岩石镜下呈半自形粒状结构，块状构造，主要矿物为斜长石（55%～60%）、石英（15%～20%）、角闪石（10%～15%），次要矿物为钾长石（5%～10%），副矿物为磷灰石、锆石、榍石等（2%）（图2）。斜长石发育聚片双晶，颗粒多蚀变为绢云母或黏土矿物，表面浑浊。角闪石呈自形、半自形长柱状，粒径一般为1～3 mm，单偏光下多色性和吸收性显著，发育两组斜交的完全解理，由于后期变质作用，部分发生绿泥石化。石英呈他形粒状，粒径一般为0.2～1.5 mm，正低突起，表面干净，有裂纹。钾长石呈半自形板状，粒径一般为0.3～1.5 mm。角闪石呈自形-半自形晶（图2），指示其早于斜长石先结晶。



Pl–斜长石；Q–石英；Amp–角闪石；Sph–榍石。

图2 三里岗石英闪长岩野外和镜下照片

Fig. 2. Field and microscopic photos of samples from the Sanligang quartz diorite

2 研究方法

2.1 锆石LA-ICP-MS U–Pb 定年及微量元素分析

锆石挑选和制靶、探针薄片制备在武汉上谱分析科技有限责任公司完成。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利用LA-ICP-MS同时分析完成。有关详细的仪器参数和分析流程见[47]。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 7900。激光剥蚀过程中，采用氦气作载气，氩气为补偿气以调节灵敏度。二者在进入ICP之前通过一个T型接头混合，激光剥蚀系统配置有信号平滑装置[48]。本次分析的激光束斑和频率分别为32 μm和5 Hz。U–Pb同位素定年和微量元素含量处理中，使用锆石标准91500和玻璃标准物质NIST610作为外标，分别进行同位素和微量元素分馏校正[49]。每个时间分辨分析数据包括20～30 s空白信号和50 s样品信号。对分析数据的离线处理（包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及U–Pb同位素比值和年龄计算），采用软件ICPMSDataCal[50,51]完成。对锆石样品的U–Pb年龄谐和图绘制和年龄加权平均计算采用Isoplot/Ex_ver3[52]完成。

2.2 角闪石主量元素分析

角闪石主量元素定量分析是在河北省战略性关键矿产资源重点实验室完成。主量元素采用电子探针（JOEL JXA-8230）完成，本次分析的电压和电流分别为15 kV和2×10^{-8} A，束斑直径5 μm。主

量元素含量的校正标样使用由SPI公司提供的53种矿物标样和44种单质标样，数据校正方法采用日本电子（JEOL）的ZAF校正方法进行修正。

2.3 全岩主微量元素分析

全岩主量和微量元素分析在武汉上谱分析科技有限责任公司完成。全岩主量元素分析仪器使用日本理学（Rigaku）生产的ZSX Primus Ⅱ型波长色散X射线荧光光谱仪（XRF），4.0 kW端窗铑靶X射线光管，测试条件为电压：50 kV，电流：60 mA，主量各元素分析谱线均为Kα，标准曲线使用国家标准物质岩石系列GBW07101-14。数据校正采用理论α系数法，测试相对标准偏差（RSD）<2%。全岩微量元素分析仪器利用Agilent 7700e ICP-MS分析完成。用于ICP-MS分析的样品处理如下：1）将200目样品置于105 ℃烘箱中烘干12 h；2）准确称取粉末样品50 mg置于Teflon溶样弹中；3）先后依次缓慢加入1 mL高纯HNO_3和1 mL高纯HF；4）将Teflon溶样弹放入钢套，拧紧后置于190 ℃烘箱中加热24 h以上；5）待溶样弹冷却，开盖后置于140 ℃电热板上蒸干，然后加入1 mL HNO_3并再次蒸干；6）加入1 mL高纯HNO_3、1 mL MQ水和1 mL内标In（浓度为1×10^{-6}），再次将Teflon溶样弹放入钢套，拧紧后置于190 ℃烘箱中加热12 h以上；7）将溶液转入聚乙烯料瓶中，并用2% HNO_3稀释至100 g以备ICP-MS测试。

3 研究结果

3.1 锆石U–Pb年龄和微量元素特征

本文对样品21SLG15中的26颗锆石进行了LA-ICP-MS年代学和微量元素分析，分析结果见表1和表2。这些锆石呈无色，多为短柱状或者棱角状，半自形到自形、其长度多在50 μm～150 μm之间，对应的长宽比值大部分集中在1∶1～1.5∶1之间。锆石CL图像显示均一的内部结构或者发育弱的板状环带（图3），部分锆石发育明显的震荡环带，这样的特征与中酸性侵入岩的岩浆锆石特征一致。

本研究锆石微量元素分析结果表明其具有较高的重稀土元素（HREEs），总体显示左倾的稀土元素配分曲线特征，同时大部分锆石显示具有低的La、Pr、Nd元素值（<10倍的球粒陨石值）和强烈的正的Ce异常和Eu的负异常，是典型的岩浆锆石特征（图3a）。同时，锆石Th/U值在0.55～0.93，明显区别于变质锆石和热液锆石（<0.1）。以上特征均表明锆石为岩浆锆石。

年代测试结果显示锆石基本全部落于年龄谐和线上，锆石$^{206}Pb/^{238}U$年龄为908～858 Ma，加权平均年龄为(875±5) Ma（MSWD=0.79）（图3b），此年龄可以代表石英闪长岩岩体的结晶年龄。

3.2 角闪石矿物化学特征

本文对样品21SLG15中的角闪石进行了探针主量元素分析，分析结果见表3。角闪石中各氧化物含量如下：$w(SiO_2)$值为47.00%～51.78%，$w(TiO_2)$值为0.38%～1.89%，$w(Al_2O_3)$值为3.18%～6.98%，$w(FeO)$值为13.54%～16.44%，$w(MnO)$值为0.31%～0.48%，$w(MgO)$值为12.14%～13.61%，$w(CaO)$值为10.82%～12.06%，$w(Na_2O)$值为0.43%～1.59%，$w(K_2O)$值为0.18%～0.66%。角闪石的主量元素显示出其富含镁、铁、钙，贫钾、钠的化学特征。经过计算得出角闪石的晶体化学特征为$(Ca+Na)_B=2.00$，Na_B为0.09～0.31，Ca_B为1.69～1.91，$Ca_A=0$，$(Na+K)_A$为0.02～0.32。根据国际矿物学协会新矿物及矿物命名委员会的角闪石分类方案，化学成分特征满足$(Ca+Na)_B\geq1.00$，$Na_B<0.50$的角闪石为钙角闪石，通常$Ca_B\geq1.50$。故三里岗石英闪长岩中角闪石均属于钙质角闪石亚类，对其投图分析得出角闪石样品大多落在镁角闪石区域，仅有三个角闪石样品落在阳起石区域（图4a）。

表 1 扬子北缘三里岗石英闪长岩锆石U–Pb同位素分析结果

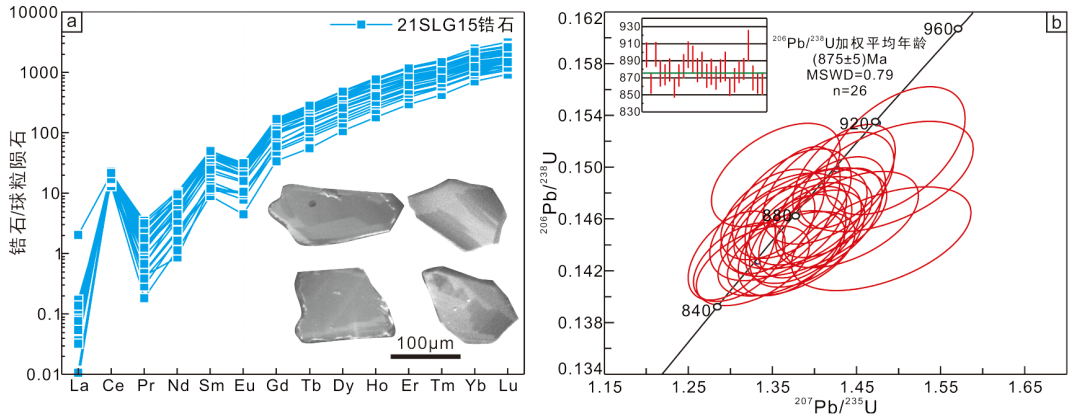
Table 1. Analytical results of the U–Pb isotopic dating of zircons from the Sanligang quartz diorite in the northern margin of the Yangtze Block

分析点	质量分数/(×10^{-6})			同位素比值								年龄/Ma								Ti温度计	ΔFMQ
	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	t/℃	
21SLG15-1	37	54	0.69	0.069 78	0.001 77	1.435 00	0.040 26	0.149 29	0.002 65	0.045 29	0.001 07	922	48	904	17	897	15	895	21	759	1.25
21SLG15-2	44	52	0.86	0.069 13	0.002 59	1.360 75	0.049 83	0.143 34	0.002 17	0.042 30	0.001 16	902	78	872	21	863	12	837	23	789	1.09
21SLG15-3	34	47	0.74	0.065 68	0.002 11	1.353 96	0.050 38	0.149 40	0.002 63	0.044 61	0.001 50	796	67	869	22	898	15	882	29	765	1.22
21SLG15-4	42	49	0.85	0.067 96	0.002 53	1.356 83	0.053 57	0.145 40	0.002 74	0.043 75	0.001 59	878	78	871	23	875	15	865	31	808	0.81
21SLG15-5	79	109	0.72	0.067 38	0.001 47	1.348 46	0.034 29	0.145 14	0.002 23	0.043 91	0.000 97	850	46	867	15	874	13	869	19	811	0.59
21SLG15-6	29	52	0.56	0.069 23	0.002 24	1.392 50	0.046 41	0.146 14	0.002 44	0.048 91	0.001 57	906	67	886	20	879	14	965	30	734	1.38
21SLG15-7	53	61	0.87	0.067 48	0.002 13	1.326 67	0.044 34	0.142 39	0.002 03	0.044 79	0.001 13	854	65	857	19	858	11	886	22	803	0.95
21SLG15-8	82	91	0.90	0.069 65	0.001 86	1.389 02	0.036 50	0.144 97	0.002 33	0.044 52	0.001 04	918	56	884	16	873	13	880	20	796	0.81
21SLG15-9	33	55	0.59	0.070 14	0.002 10	1.418 94	0.043 09	0.146 91	0.002 56	0.046 93	0.001 73	931	62	897	18	884	14	927	33	753	1.54
21SLG15-10	23	42	0.55	0.071 77	0.003 03	1.485 29	0.068 26	0.149 29	0.002 81	0.047 26	0.001 78	989	82	924	28	897	16	933	34	766	0.84
21SLG15-11	65	80	0.81	0.069 04	0.002 17	1.416 77	0.051 37	0.148 38	0.002 86	0.044 39	0.001 34	900	65	896	22	892	16	878	26	724	1.71
21SLG15-12	44	74	0.59	0.070 58	0.001 94	1.421 44	0.039 06	0.146 09	0.002 53	0.048 30	0.001 60	946	62	898	16	879	14	953	31	728	0.67
21SLG15-13	56	61	0.91	0.067 49	0.002 00	1.372 91	0.046 55	0.147 19	0.002 79	0.046 31	0.001 17	854	66	877	20	885	16	915	23	796	0.82
21SLG15-14	45	58	0.79	0.069 19	0.002 03	1.386 51	0.045 62	0.144 92	0.002 56	0.045 44	0.001 06	906	61	883	19	872	14	898	20	749	1.51
21SLG15-15	40	51	0.79	0.069 23	0.003 20	1.387 14	0.065 26	0.145 75	0.002 77	0.044 20	0.001 37	906	96	883	28	877	16	874	27	764	1.38
21SLG15-16	57	68	0.84	0.069 70	0.001 95	1.391 20	0.045 11	0.144 48	0.002 48	0.043 51	0.001 29	920	57	885	19	870	14	861	25	729	1.77
21SLG15-17	25	41	0.62	0.071 43	0.002 62	1.438 61	0.055 98	0.145 96	0.002 46	0.046 31	0.001 41	969	74	905	23	878	14	915	27	794	0.87
21SLG15-18	64	77	0.83	0.068 18	0.001 72	1.373 86	0.037 35	0.146 86	0.003 12	0.044 81	0.001 01	874	53	878	16	883	18	886	20	814	0.51
21SLG15-19	68	73	0.93	0.066 77	0.001 71	1.310 65	0.036 10	0.142 65	0.002 00	0.045 12	0.001 19	831	54	850	16	860	11	892	23	770	1.12
21SLG15-20	64	74	0.86	0.069 38	0.001 93	1.373 34	0.042 20	0.143 98	0.002 58	0.046 32	0.001 18	909	57	878	18	867	15	915	23	792	0.83
21SLG15-21	42	51	0.83	0.069 22	0.002 50	1.386 34	0.054 26	0.145 70	0.002 36	0.046 14	0.001 47	906	81	883	23	877	13	912	28	765	1.37
21SLG15-22	53	63	0.83	0.067 36	0.002 02	1.350 17	0.040 48	0.146 34	0.002 31	0.047 46	0.001 24	850	61	868	17	880	13	937	24	766	1.42
21SLG15-23	27	40	0.68	0.071 88	0.002 33	1.495 43	0.055 29	0.151 29	0.003 26	0.049 38	0.001 91	983	65	929	23	908	18	974	37	758	1.30
21SLG15-24	26	38	0.70	0.074 17	0.003 15	1.479 26	0.070 44	0.144 47	0.002 64	0.046 37	0.001 66	1056	81	922	29	870	15	916	32	769	1.31

表 2 扬子北缘三里岗石英闪长岩锆石微量元素测试结果（$\times 10^{-6}$）

Table 2. Test results of trace elements of zircons from samples of the Sanligang quartz diorite in the northern margin of the Yangtze Block ($\times 10^{-6}$)

点号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Ti	Hf	Th	U
21SLG15-1	0	11.43	0.13	2.37	4.66	1.16	21.12	6.14	69.65	24.64	109.42	21.88	214.91	40.60	796.53	8.03	9374.53	37.06	53.64
21SLG15-2	0	11.92	0.16	3.59	6.81	1.66	29.56	8.56	93.04	31.55	137.02	25.84	256.80	45.37	1020.84	10.84	9860.88	44.16	51.62
21SLG15-3	0.01	10.78	0.13	2.79	4.59	1.19	19.56	5.75	65.76	22.73	101.86	19.92	203.48	37.02	748.10	8.51	9369.40	34.43	46.54
21SLG15-4	0	10.82	0.16	3.33	6.12	1.47	28.07	8.12	91.37	30.77	131.44	25.74	250.46	44.31	992.10	13.06	9443.44	41.63	48.71
21SLG15-5	0.01	14.49	0.20	3.59	6.23	1.55	28.01	8.85	109.84	42.58	202.32	40.69	420.87	79.70	1427.69	13.43	8734.51	79.23	109.39
21SLG15-6	0	10.63	0.03	0.84	2.38	0.55	12.39	4.23	49.98	18.88	87.67	18.14	189.59	36.68	628.77	6.18	9799.06	28.89	51.85
21SLG15-7	0.49	12.80	0.34	4.89	6.04	1.56	29.36	8.58	98.89	34.50	146.77	27.88	279.00	49.99	1105.47	12.46	9566.30	53.36	60.99
21SLG15-8	0.02	13.91	0.25	4.77	7.82	1.79	35.08	10.75	124.30	45.35	200.73	38.92	380.22	69.86	1465.94	11.64	9189.89	81.90	91.23
21SLG15-9	0.01	13.29	0.04	0.41	1.85	0.46	10.88	3.52	40.57	15.03	70.48	14.45	147.69	27.71	499.24	7.53	9657.45	32.92	55.36
21SLG15-10	0.04	8.25	0.02	0.53	1.38	0.26	6.99	2.08	27.28	10.30	49.41	10.88	122.61	23.51	355.28	8.68	10094.64	22.85	41.61
21SLG15-11	0	15.04	0.06	2.18	5.22	1.19	26.89	7.80	87.42	30.67	137.29	27.49	281.50	52.57	1006.75	5.49	10014.50	64.93	79.94
21SLG15-12	0	8.16	0.05	1.05	1.71	0.58	10.10	3.20	36.47	13.58	64.15	14.21	158.04	33.56	462.24	5.75	10271.36	43.52	73.97
21SLG15-13	0.02	11.43	0.25	3.94	7.20	1.52	29.47	9.56	104.63	37.06	158.86	30.76	302.29	54.51	1186.74	11.60	9057.33	55.53	61.03
21SLG15-14	0	13.01	0.11	2.37	4.72	1.17	25.10	7.18	77.64	27.45	121.46	23.63	233.21	42.31	892.76	7.20	10023.58	45.23	57.54
21SLG15-15	0.02	12.27	0.09	1.77	4.35	1.14	21.88	7.09	77.46	26.66	113.48	22.93	231.65	41.50	856.78	8.42	9893.04	40.13	50.90
21SLG15-16	0	14.79	0.13	2.26	6.11	1.30	30.64	9.19	99.63	34.51	146.32	28.15	280.63	50.29	1107.63	5.85	9935.87	56.84	67.67
21SLG15-17	0.02	9.58	0.05	1.13	2.00	0.56	13.22	3.87	44.56	16.74	74.03	15.12	156.82	29.67	537.06	11.40	9089.26	25.25	40.89
21SLG15-18	0.02	11.79	0.28	3.60	6.14	1.73	31.44	9.08	108.72	38.82	169.96	33.74	336.58	61.48	1250.60	13.83	8976.11	63.87	77.19
21SLG15-19	0.02	13.12	0.20	3.55	7.78	1.66	33.38	10.01	111.60	38.91	169.53	32.99	328.49	57.99	1262.69	9.01	9076.28	67.53	72.72
21SLG15-20	0.03	12.39	0.23	3.93	6.40	1.51	30.16	9.13	102.05	36.98	163.69	32.01	319.43	57.37	1175.59	11.17	9152.42	63.54	73.56
21SLG15-21	0	12.34	0.11	2.63	5.90	1.30	26.90	8.14	88.79	30.25	128.53	24.81	247.45	42.93	960.02	8.59	9387.96	42.28	50.95
21SLG15-22	0.01	14.19	0.17	3.52	6.84	1.64	32.04	9.58	102.70	34.71	145.29	28.44	282.24	49.07	1098.29	8.64	9630.24	52.55	63.41
21SLG15-23	0.01	10.09	0.07	1.64	3.34	0.89	15.09	5.23	59.78	20.60	92.72	18.67	184.98	33.50	668.30	7.98	9625.45	26.92	39.62
21SLG15-24	0	10.44	0.04	0.77	1.84	0.62	12.32	4.40	52.43	18.42	83.81	17.13	173.35	30.77	606.32	8.94	9646.98	26.41	37.57
21SLG15-25	0	10.66	0.12	2.09	3.76	0.94	19.47	5.94	66.06	23.11	103.13	20.12	209.24	38.08	752.43	14.91	9139.55	36.09	48.50
21SLG15-26	0.03	13.35	0.30	4.49	7.65	1.83	34.99	10.57	123.66	43.34	194.34	37.95	372.66	67.00	1436.56	12.57	9335.71	79.10	85.74



球粒陨石数据来自文献[53]。

图3 三里岗石英闪长岩中锆石球粒陨石标准化稀土元素配分图（a）和U–Pb谐和图和加权平均年龄图（b）

Fig. 3. Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns (a), concordia diagram of U–Pb dating and weighted average age diagram (b) of zircons from the Sanligang quartz diorite

表 3 扬子北缘三里岗石英闪长岩中角闪石的主要氧化物组成（w_B/%）

Table 3. Main oxide compositions (wt%) of amphiboles from samples of the Sanligang quartz diorite in the northern margin of the Yangtze Block (w_B/%)

样品号	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1
SiO_2	51.42	48.71	48.48	50.83	47.2	51.78	48.2	48.13	49.09	49.79	49.44	49.57	50.46	48.537	48.38
TiO_2	0.58	1.01	1.35	0.65	1.57	0.38	1.16	1.17	1.04	1.04	1.17	1.41	0.68	0.938	1.28
Al_2O_3	3.65	5.69	5.98	4.13	6.88	3.18	6.42	6.38	5.17	5.19	5.05	5.35	4.51	5.822	6.02
FeO	14.89	15.05	14.45	14.42	14.23	16.44	14.74	14.9	14.97	14.05	14.5	14.48	14.47	14.359	14.55
MnO	0.36	0.39	0.36	0.33	0.36	0.48	0.41	0.42	0.43	0.34	0.36	0.38	0.32	0.402	0.35
MgO	13.19	12.75	13.21	13.44	13.54	12.14	13.24	13.19	13.33	13.61	13.22	13.13	13.43	13.531	13.51
CaO	11.83	11.64	11.29	11.95	11.13	11.71	10.82	11.03	11.37	11.5	11.41	11.43	11.9	11.493	11.23
Na_2O	0.61	0.97	1.1	0.64	1.25	0.47	1.34	1.34	1.03	0.97	0.97	0.95	0.67	0.873	1.19
K_2O	0.26	0.49	0.6	0.27	0.55	0.18	0.5	0.49	0.37	0.45	0.42	0.47	0.29	0.524	0.51
Cr_2O_3	0.04	0.05	0.05	0.19	0.01	0.08	0.02	0.04	0.08	0.03	0.09	0.02	0.05	0.047	0.06
Total	96.84	96.73	96.87	96.84	96.7	96.83	96.86	97.1	96.87	96.96	96.61	97.18	96.78	96.53	97.07
t/°C	—	728	754	—	790	—	771	771	743	724	731	735	—	743	762
p/Pa	—	1.8×10^8	1.9×10^8	—	2.3×10^8	—	2.1×10^8	2.0×10^8	1.6×10^8	1.6×10^8	1.5×10^8	1.7×10^8	—	1.8×10^8	1.9×10^8
ΔFMQ	—	0.67	0.93	—	1.23	—	0.88	0.89	0.47	0.71	0.28	0.07	—	1.3	1.04
$w(H_2O)$/%	—	6.55	5.72	—	5.33	—	5.47	5.53	5.61	6.19	5.9	5.72	—	6.12	5.62
Si(T)	7.54	7.19	7.11	7.45	6.9	7.64	7.04	7.03	7.19	7.27	7.27	7.24	7.39	7.12	7.06
Al^{IV}(T)	0.46	0.81	0.89	0.55	1.1	0.36	0.96	0.97	0.81	0.73	0.73	0.76	0.61	0.88	0.94
Ti^{IV}(T)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al^{VI}(C)	0.17	0.17	0.14	0.16	0.09	0.19	0.14	0.12	0.08	0.16	0.14	0.17	0.17	0.12	0.1
Ti^{VI}(C)	0.06	0.11	0.15	0.07	0.17	0.04	0.13	0.13	0.11	0.11	0.13	0.15	0.07	0.1	0.14
Fe^{3+}(C)	0.21	0.36	0.47	0.24	0.72	0.21	0.71	0.67	0.57	0.38	0.38	0.34	0.3	0.59	0.61
Cr(C)	0	0.01	0.01	0.02	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01
Mg(C)	2.88	2.8	2.89	2.94	2.95	2.67	2.88	2.87	2.91	2.96	2.9	2.86	2.93	2.96	2.94
Fe^{2+}(C)	1.62	1.49	1.3	1.53	1.02	1.82	1.09	1.15	1.27	1.34	1.4	1.43	1.48	1.17	1.16
Mn(C)	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
Total C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe^{2+}(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca(B)	1.86	1.84	1.77	1.88	1.74	1.85	1.69	1.73	1.78	1.8	1.8	1.79	1.87	1.81	1.76

(续表3)

样品号	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1
Na(B)	0.14	0.16	0.23	0.12	0.26	0.15	0.31	0.27	0.22	0.2	0.2	0.21	0.13	0.19	0.24
K(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ca(A)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na(A)	0.03	0.12	0.09	0.06	0.1	—0.02	0.07	0.1	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.09
K(A)	0.05	0.09	0.11	0.05	0.1	0.03	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.09	0.05	0.1	0.1
Total A	0.08	0.21	0.2	0.11	0.2	0.02	0.16	0.2	0.14	0.16	0.15	0.15	0.11	0.15	0.19
$(Na+K)_A$	0.08	0.21	0.2	0.11	0.2	0.02	0.16	0.2	0.14	0.16	0.15	0.15	0.11	0.15	0.19
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.64	0.65	0.69	0.66	0.74	0.59	0.73	0.71	0.7	0.69	0.67	0.67	0.67	0.72	0.72
Si/(Si+Ti+Al)	0.92	0.87	0.86	0.9	0.84	0.93	0.85	0.85	0.88	0.88	0.88	0.87	0.9	0.87	0.86

样品号	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG20-1	21SLG20-1	21SLG20-1	21SLG21-1	21SLG21-1
SiO_2	48.2	48.27	47.39	47.56	47.11	47.75	49.525	47.81	47.15	48.68	47.26	47.87	47	51.42	51.4
TiO_2	1.51	1.46	1.65	1.47	1.65	1.57	1.646	1.45	1.83	1.89	1.84	1.42	1.77	0.58	0.39
Al_2O_3	6.03	5.84	6.98	6.66	6.86	6.51	4.611	6.43	6.95	6.08	6.95	6.4	6.92	3.65	3.24
FeO	14.49	14.73	14.14	14.31	14.45	14.02	14.457	14.23	14.06	14.24	13.54	13.91	14.03	14.89	14.94
MnO	0.4	0.38	0.41	0.35	0.41	0.41	0.405	0.35	0.31	0.38	0.34	0.33	0.34	0.36	0.36
MgO	13.17	12.88	13.39	13.5	13.26	13.46	12.56	13.29	13.3	12.49	13.34	13.44	13.34	13.19	13.17
CaO	11.09	11.31	11.1	11.28	11.01	11.14	11.986	11.38	11.34	11.78	11.07	11.13	11.07	11.83	12.06
Na_2O	1.31	1.17	1.39	1.36	1.44	1.25	0.848	1.17	1.28	0.92	1.59	1.35	1.43	0.61	0.43
K_2O	0.56	0.49	0.56	0.57	0.57	0.53	0.398	0.52	0.61	0.61	0.66	0.59	0.6	0.26	0.2
Cr_2O_3	0.03	0.03	0.02	0.01	0.06	0.01	0.057	0.04	0.03	0	0.05	0.07	0	0.04	0.02
Total	96.78	96.56	97.03	97.08	96.83	96.66	96.493	96.65	96.87	97.06	96.63	96.51	96.49	96.84	96.19
t/°C	770	754	799	779	803	785	—	769	789	—	802	776	795	—	—
p/Pa	1.9×10^8	1.9×10^8	2.3×10^8	2.2×10^8	2.3×10^8	2.1×10^8	—	2.1×10^8	2.3×10^8	—	2.4×10^8	2.1×10^8	2.3×10^8	—	—
ΔFMQ	0.67	0.37	0.95	1.34	0.97	0.84	—	0.93	1.06	—	1.07	1.19	1.11	—	—
$w(H_2O)$/%	5.19	5.63	5.1	5.53	4.97	5.15	—	5.77	5.48	—	5.09	5.56	5.19	—	—
Si(T)	7.08	7.12	6.92	6.95	6.91	6.99	7.36	7.02	6.92	7.18	6.95	7.03	6.91	7.54	7.6
Al(T)	0.92	0.88	1.08	1.05	1.09	1.01	0.64	0.98	1.08	0.82	1.05	0.97	1.09	0.46	0.4
Ti(T)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al(C)	0.12	0.14	0.12	0.1	0.09	0.12	0.16	0.14	0.12	0.24	0.16	0.14	0.11	0.17	0.16
Ti(C)	0.17	0.16	0.18	0.16	0.18	0.17	0.18	0.16	0.2	0.21	0.2	0.16	0.2	0.06	0.04

(续表3)

样品号	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1	21SLG15-1
Fe^{3+}(C)	0.5	0.41	0.62	0.6	0.66	0.59	0	0.51	0.51	0.06	0.41	0.51	0.58	0.21	0.17
Cr(C)	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0
Mg(C)	2.88	2.83	2.92	2.94	2.9	2.94	2.78	2.91	2.91	2.75	2.93	2.94	2.92	2.88	2.9
Fe^{2+}(C)	1.28	1.41	1.11	1.15	1.12	1.13	1.8	1.24	1.22	1.7	1.25	1.2	1.15	1.62	1.67
Mn(C)	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
Total C	5	5	5	5	5	5	4.98	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe^{2+}(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca(B)	1.74	1.79	1.74	1.77	1.73	1.75	1.89	1.79	1.78	1.86	1.74	1.75	1.74	1.86	1.91
Na(B)	0.26	0.21	0.26	0.23	0.27	0.25	0.11	0.21	0.22	0.14	0.26	0.25	0.26	0.14	0.09
K(B)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ca(A)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na(A)	0.12	0.12	0.13	0.15	0.14	0.1	0.14	0.12	0.15	0.12	0.2	0.14	0.15	0.03	0.03
K(A)	0.11	0.09	0.1	0.11	0.11	0.1	0.08	0.1	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.05	0.04
Total A	0.22	0.22	0.23	0.26	0.24	0.2	0.21	0.22	0.26	0.24	0.32	0.25	0.26	0.08	9.07
$(Na+K)_A$	0.22	0.22	0.23	0.26	0.24	0.2	0.21	0.22	0.26	0.24	0.32	0.25	0.26	0.08	0.07
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.69	0.67	0.72	0.72	0.72	0.72	0.61	0.7	0.71	0.62	0.7	0.71	0.72	0.64	0.63
Si/(Si+Ti+Al)	0.85	0.86	0.83	0.84	0.83	0.84	0.88	0.85	0.83	0.85	0.83	0.85	0.83	0.92	0.93

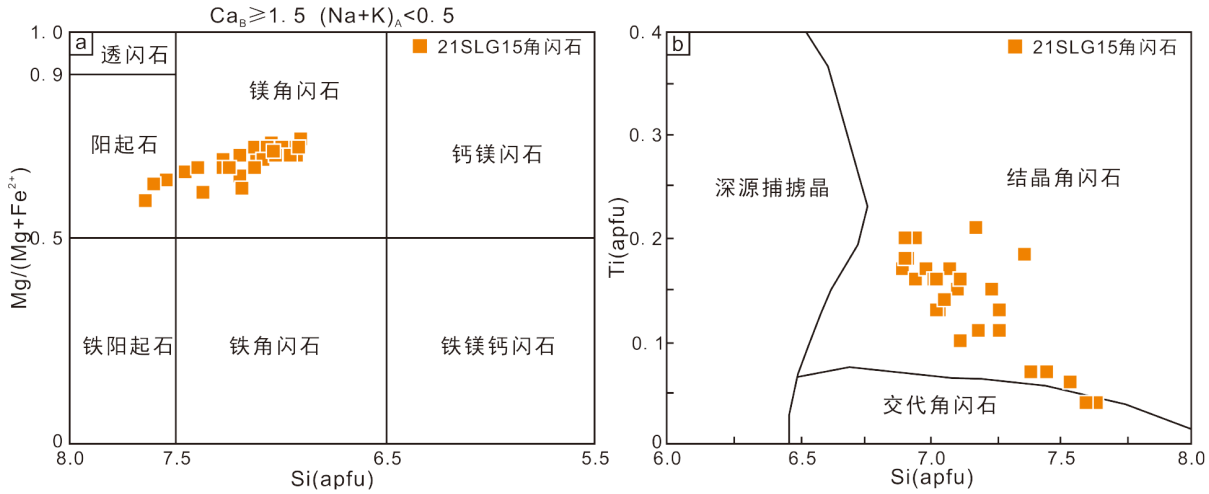
注：“—”表示含量在仪器检测线以下；“0”表示根据晶体化学计算结果及角闪石晶体结构占位规律，该结晶位无原子占位。

中酸性岩中存在的角闪石包括结晶角闪石、角闪石捕掳晶与成岩后期发生蚀变的角闪石，对角闪石的种类进行区分是了解其对源岩形成原因指示意义的前提[55]。本文通过Si-Ti图解（图4b）发现，研究区角闪石样品主要落在结晶角闪石区域内，仅有极少数分布于结晶角闪石与交代角闪石的分界线附近。结合岩石的岩相学特征，矿物形态较好，自形程度较高，解理发育，斜长石与角闪石共生出现。综上所述，研究区角闪石是岩浆结晶作用形成的结晶角闪石。

3.3 全岩主微量元素特征

三里岗石英闪长岩具有低的K_2O/Na_2O值（0.42）、$w(SiO_2)$值（58.99%），高的$w(TiO_2)$值（0.88%）、$w(TFe_2O_3)$值（6.01%）、$w(MgO)$值（3.57%）和$Mg^{\#}$（54.28）（表4）。在SiO_2 *vs.* K_2O+Na_2O-CaO图解中落入碱-钙性区域（图5a）。综合前人已经发表的数据，三里岗花岗质岩体总体落于钙-碱性到碱-钙性区域。样品在SiO_2 *vs.* K_2O+Na_2O图解中落入二长岩区域（图5b）。

在微量元素原始地幔标准化图解上，三里岗石英闪长岩显示出富集大离子亲石元素LILEs，如Rb、Ba和U，亏损Nb、Ta和Ti，同时具有Pb和Hf正异常特征（图6），与典型的弧岩浆特征相似。这与前人报道的三里岗岩体特征一致，指示其形成于俯冲相关的构造环境[23,25,57]。



a图底图来自文献[54]；b图底图来自文献[55]。

图4 三里岗石英闪长岩中角闪石分类图解（a）和Si-Ti图解（b）

Fig. 4. The classification diagram (a) and Si-Ti variation diagram (b) for amphiboles from samples of the Sanligang quartz diorite

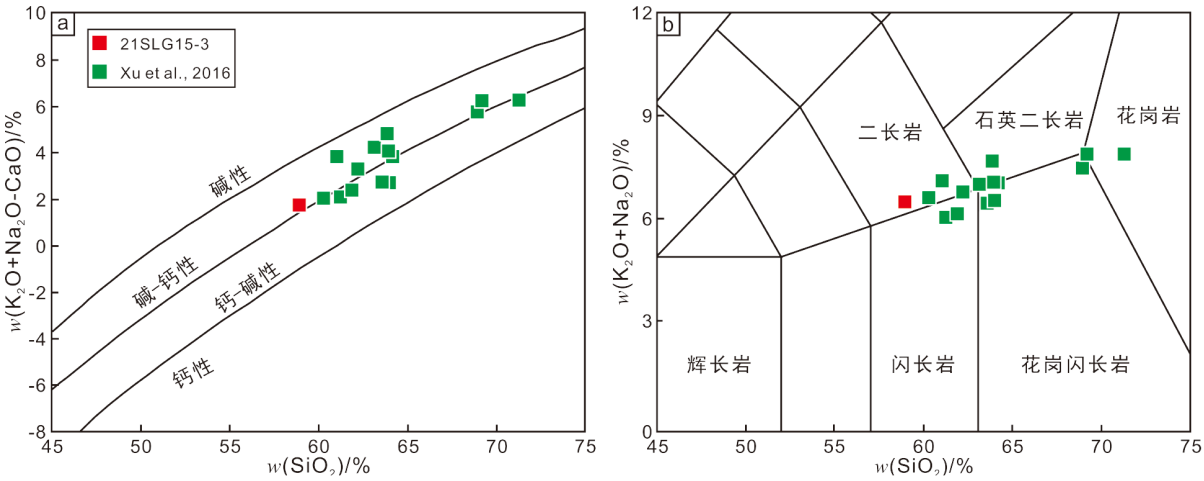
表 4 扬子北缘三里岗石英闪长岩全岩主量元素（w_B/%）和微量元素（×10^{-6}）测试结果

Table 4. Test results of major elements (w_B/%) and trace elements (×10^{-6}) of samples from the Sanrigang quartz diorite in the northern margin of the Yangtze Block

	本文	引自文献[25]													
样品号	21SLG15-3	Gd S03	Gd S04	Gd S05	Gd S06	Gd S07	Gd S08	Qz-Di S09	Gd S10	Qz-Di S030	Gd S16	Qz-Di S18	Gd S19	Qz-Di S41	Qz-Di S42
SiO_2	58.99	71.38	69.28	63.20	64.01	63.66	64.26	61.10	69.03	62.28	64.06	60.35	63.92	61.30	61.94
TiO_2	0.88	0.36	0.44	0.66	0.64	0.71	0.71	0.87	0.53	0.83	0.66	0.81	0.68	0.80	0.73
Al_2O_3	16.39	14.09	14.61	15.32	15.03	15.20	14.98	14.74	14.22	16.42	14.44	15.67	14.86	15.96	15.57
Fe_2O_3	6.01	1.78	1.83	1.75	1.74	2.09	2.94	2.49	1.41	3.61	2.22	2.25	1.59	2.21	2.13
FeO	—	0.43	1.02	2.95	2.82	2.83	1.98	3.67	1.80	1.63	2.33	3.10	2.93	3.27	2.83
MnO	0.10	0.03	0.04	0.08	0.07	0.08	0.08	0.10	0.05	0.06	0.08	0.10	0.09	0.10	0.10
MgO	3.57	1.03	1.34	3.16	2.60	2.78	2.55	3.51	1.50	2.48	2.63	3.01	2.64	3.23	3.23
CaO	4.84	1.70	1.71	2.84	3.05	3.77	3.27	3.33	1.78	3.55	3.93	4.64	2.90	4.05	3.85
Na_2O	4.59	4.53	4.20	4.83	4.67	4.39	4.88	3.97	4.30	5.33	4.75	5.26	5.14	4.01	3.88
K_2O	1.95	3.36	3.67	2.19	2.40	2.07	2.18	3.14	3.19	1.47	1.84	1.38	2.53	2.09	2.31
P_2O_5	0.20	0.10	0.11	0.17	0.17	0.18	0.18	0.22	0.12	0.20	0.16	0.20	0.16	0.20	0.18
H_2O	—	1.01	1.46	2.34	2.00	2.01	1.90	2.40	1.76	1.57	2.10	2.20	1.95	2.52	2.73
CO_2	—	0.12	0.06	0.29	0.36	0.01	0.07	0.23	0.10	0.49	0.60	0.81	0.40	0.04	0.28
L.O.I	1.98	1.08	1.41	2.31	2.10	1.76	1.82	2.23	1.70	1.51	2.11	2.35	1.58	1.85	2.39
Total	99.50	99.92	99.77	99.78	99.56	99.78	99.98	99.77	99.79	99.92	99.80	99.78	99.79	99.78	99.76
$Mg^{\#}$	54.28	50.00	50.00	58.00	54.00	54.00	52.00	54.00	49.00	50.00	55.00	54.00	55.00	55.00	57.00
A/CNK	0.89	0.99	1.04	0.99	0.95	0.93	0.92	0.92	1.03	0.98	0.85	0.84	0.90	0.98	0.98
A/NK	1.70	1.27	1.34	1.48	1.46	1.61	1.44	1.48	1.35	1.58	1.47	1.54	1.33	1.80	1.75
Sc	14.61	4.53	5.72	11.10	11.50	10.20	11.00	17.60	6.71	12.90	10.80	11.30	10.70	12.60	11.20
V	112.26	45.90	52.90	99.40	100.00	104.00	100.00	145.00	52.00	103.00	88.10	116.00	90.20	119.00	107.00
Cr	73.56	18.50	23.90	67.60	61.90	60.30	68.50	98.00	19.10	36.20	54.10	70.20	61.30	63.70	69.30
Co	17.04	16.50	22.00	7.56	5.19	16.50	16.70	15.90	11.30	13.90	14.90	17.00	14.50	18.50	17.80

(续表4)

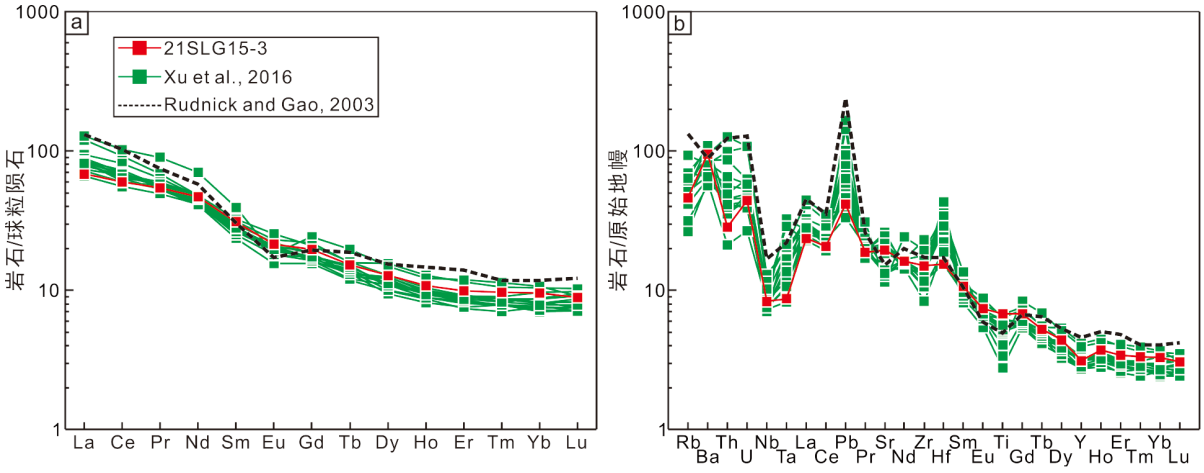
	本文	引自文献[25]													
样品号	21SLG15-3	Gd S03	Gd S04	Gd S05	Gd S06	Gd S07	Gd S08	Qz-Di S09	Gd S10	Qz-Di S030	Gd S16	Qz-Di S18	Gd S19	Qz-Di S41	Qz-Di S42
Ni	37.01	11.30	14.30	34.70	31.30	32.20	34.30	43.80	15.70	32.70	28.70	35.80	27.00	34.50	32.70
Cu	94.60	33.00	54.00	14.50	11.80	23.20	28.10	25.10	15.20	16.90	14.80	68.60	42.30	40.40	29.80
Zn	59.91	72.40	88.20	39.00	25.40	69.00	65.30	73.30	38.80	55.10	58.30	72.60	64.10	75.60	79.90
Ga	20.60	20.70	20.70	17.60	14.90	19.80	19.80	20.70	17.90	19.20	18.00	20.30	18.40	20.10	19.70
Rb	29.35	32.70	44.70	59.40	28.60	33.30	34.90	33.90	35.80	16.80	26.30	20.10	32.60	44.30	40.70
Sr	412.06	302.00	294.00	388.00	445.00	551.00	440.00	276.00	243.00	268.00	422.00	460.00	279.00	520.00	460.00
Y	14.22	12.40	14.30	15.20	14.50	12.70	13.30	18.90	17.90	14.40	12.40	12.90	14.50	14.40	14.20
Zr	167.40	149.00	199.00	148.00	118.00	147.00	154.00	153.00	219.00	259.00	93.60	149.00	151.00	119.00	130.00
Nb	5.93	5.58	5.93	9.24	6.76	5.37	5.21	5.32	8.24	5.90	5.03	7.30	5.71	5.44	5.38
Cs	0.35	0.49	0.46	0.60	0.26	0.30	0.42	0.33	0.56	3.60	0.24	0.32	0.26	0.66	0.55
Ba	664.08	461.00	713.00	564.00	599.00	558.00	523.00	763.00	661.00	419.00	438.00	396.00	578.00	456.00	764.00
La	16.18	20.10	28.40	22.40	20.90	20.00	19.00	17.60	30.50	18.60	19.80	15.70	19.80	17.00	19.30
Ce	36.68	44.50	56.40	49.80	43.20	42.20	39.10	40.90	62.60	41.00	37.10	34.00	41.70	36.50	39.30
Pr	5.17	5.34	6.54	6.03	5.22	5.27	5.02	5.32	8.58	5.71	5.11	4.71	5.68	5.34	5.51
Nd	22.01	19.10	22.50	22.20	20.30	19.80	19.20	20.70	32.80	22.40	19.60	19.30	21.80	21.10	21.70
Sm	4.76	3.63	4.43	4.57	4.28	4.16	4.36	4.77	6.02	4.95	3.86	4.04	4.35	4.28	4.29
Eu	1.25	0.91	1.04	1.27	1.21	1.19	1.20	1.33	1.06	1.48	1.05	1.13	1.10	1.22	1.14
Gd	4.06	3.21	3.56	3.81	3.79	3.38	3.52	4.51	4.97	4.31	3.35	3.51	3.64	3.47	3.59
Tb	0.57	0.44	0.48	0.49	0.49	0.45	0.49	0.59	0.74	0.60	0.49	0.51	0.56	0.53	0.55
Dy	3.24	2.52	2.91	3.16	3.13	2.79	3.07	3.94	3.79	3.24	2.40	2.56	2.76	2.75	2.84
Ho	0.61	0.49	0.55	0.55	0.57	0.50	0.53	0.73	0.69	0.59	0.46	0.50	0.54	0.54	0.53
Er	1.64	1.23	1.50	1.50	1.49	1.33	1.40	1.89	1.96	1.53	1.26	1.38	1.47	1.47	1.43
Tm	0.25	0.18	0.23	0.21	0.22	0.20	0.20	0.27	0.29	0.22	0.20	0.20	0.22	0.22	0.21
Yb	1.63	1.28	1.65	1.50	1.37	1.27	1.30	1.77	1.82	1.40	1.19	1.23	1.47	1.39	1.33
Lu	0.23	0.19	0.25	0.24	0.22	0.19	0.18	0.26	0.23	0.19	0.18	0.18	0.23	0.21	0.20
Hf	4.76	9.72	10.00	8.38	5.88	10.60	11.10	11.10	10.60	6.89	6.05	8.96	13.30	5.84	4.77
Ta	0.36	0.55	0.48	0.81	0.78	0.42	0.34	0.44	0.84	1.33	0.88	1.18	0.69	0.60	0.56
Pb	2.96	10.14	5.03	3.20	3.28	5.42	3.97	7.19	2.69	2.37	4.18	11.80	5.72	4.50	6.66
Th	2.42	3.83	2.95	8.44	7.34	3.01	4.79	3.50	10.73	1.80	3.87	4.17	5.55	3.35	3.51
U	0.93	1.03	1.03	2.23	1.30	0.94	1.11	0.92	2.27	0.56	0.96	1.32	1.22	0.86	0.82
ΣREE	98.27	103.00	130.00	118.00	106.00	103.00	98.50	105.00	156.00	106.00	96.00	89.00	105.00	96.00	102.00
$(La/Yb)_N$	7.13	11.20	12.30	10.70	11.00	11.30	10.50	7.14	12.00	9.49	11.90	9.16	9.63	8.79	10.40
Eu^*	25.42	19.70	23.10	24.20	23.20	21.80	22.80	26.60	31.80	26.70	20.70	21.80	23.10	22.40	22.80
Eu/Eu^*	0.84	0.80	0.78	0.91	0.90	0.94	0.91	0.86	0.57	0.96	0.87	0.90	0.82	0.94	0.87
$t_{ziresat}$/℃	639	743	757	698	681	685	697	687	772	710	659	649	696	653	669



a. SiO_2-K_2O+Na_2O-CaO图解；b. TAS图解；底图据文献[56]。

图5 三里岗花岗质岩体地球化学分类图

Fig. 5. Petrochemical classification diagram for samples of the Sanligang granitic pluton



球粒陨石数据和原始地幔数据来自文献[53]。

图6 三里岗石英闪长岩球粒陨石标准化稀土元素配分图（a）和原始地幔标准化微量元素蜘蛛图（b）

Fig. 6. Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) of samples from the Sanligang quartz diorite

4 讨论

4.1 岩体的形成时代

Shi等[58]最早通过SHRIMP锆石U–Pb定年获得三里岗岩体中二长花岗岩的准确年龄为(876±7) Ma。Xu等[25]对三里岗花岗质岩体中三件花岗闪长岩样品使用SIMS和LA-ICP-MS锆石U–Pb定年获得年龄为(862±5)、(866±10)和(858±14) Ma。廖明芳等[23]利用LA-ICP-MS锆石U–Pb定年获得三里岗岩体中英云闪长岩的年龄为(876.9±9.2) Ma。Huang等[57]利用锆石LA-ICP-MS和SIMS U–Pb定年获得三里岗花岗闪长岩年龄为(883.6±8.2)、(859±12)和(863.5±6.2) Ma。本文获得的石英闪长岩LA-ICP-MS锆石U–Pb年龄为(875±5) Ma，与前人获得的年龄在误差范围内一致。综上所述，三里岗岩体应该形成于883～858 Ma，为扬子北缘新元古代早期岩体。

4.2 岩体的结晶条件

4.2.1 温度

锆石Ti温度计最早是由Watson等[29]提出的，是一个单矿物微量元素温度计，由于简单与实用，近些年被学者大量应用于不同成因的锆石温度计算之中[27,59-61]。其经验公式为：

$$\lg(\mathrm{Ti}) = (6.01 \pm 0.03) - \frac{5080 \pm 30}{T(\mathrm{K})} \tag{4.1}$$

在Ferry和Watson[28]里，其经验公式被修改为：

$$\lg(10^{-6}\text{Ti-in-zircon}) = (5.711 \pm 0.072) - (4800 \pm 86)/T(\mathrm{K}) - \lg a_{\mathrm{SiO_2}} + \lg a_{\mathrm{TiO_2}} \tag{4.2}$$

其中α_{SiO_2}和α_{TiO_2}存在以下适用范围：1）体系中有锆石时则$\alpha_{TiO_2}\geq0.50$；有钛铁矿时则$\alpha_{TiO_2}\geq0.60$；有榍石和磁铁矿时则$\alpha_{TiO_2}\geq0.70$；有金红石时则$\alpha_{TiO_2}=1.00$；2）对于硅质熔体，则$\alpha_{SiO_2}\geq0.30$，若有石英时则$\alpha_{SiO_2}=1.00$。三里岗石英闪长岩镜下可见榍石与石英矿物，因此α_{TiO_2}取0.70，α_{SiO_2}取1.00。运用Ferry和Watson[28]公式，计算得到的温度范围：724～822 ℃，平均温度为774 ℃。需要注意的是温度具有较宽的变化范围，前文CL图像和年代学研究表明锆石普遍具有较均一的内部结构和误差范围内一致的年龄，未见锆石发育核-边结构，排除了捕获锆石和残留锆石。考虑到锆石可能存在微裂隙或者微包体[59]以及岩浆过程的不同阶段结晶[62]可能造成锆石Ti元素和温度计算结果的变化，本文采用多种温度计综合约束岩浆的温度。

Watson和Harrison[63]提出熔体Zr饱和温度计，公式如下：

$$t_{\mathrm{zircsat}}(^\circ\mathrm{C}) = 12\,900 / \left[\ln\left(497\,600 / \mathrm{Zr}(\times10^{-6})\right) + 3.8 + 0.85(M-1)\right] - 273 \tag{4.3}$$

采用表4的全岩数据，运用此公式计算得到全岩Zr饱和温度为639～772 ℃。Siégel等[64]研究表明，当熔体的$w(SiO_2)$值<64%～70%时，熔体呈Zr不饱和状态，计算的全岩Zr饱和温度（t_{zircsat}）会低于岩浆的真实温度。而样品Gd S03、Gd S04、Gd S10的$w(SiO_2)$值含量接近或者大于70%（表4），其计算出来的全岩Zr饱和温度为743～772 ℃，平均为757 ℃，可以代表岩浆熔体的温度。

角闪石矿物温压计可以反映其形成时的物理化学条件，不同学者据此提出不同的模型[34-36,38,39,65]。本文采用Ridolfi等[39]提出的模型，该模型是根据角闪石的主量元素特征对其形成时的温度条件进行计算。温度计公式如下：

$$t(^\circ\mathrm{C}) = -151.487\mathrm{Si}^* + 2041 \tag{4.4}$$

$$\mathrm{Si}^* = \mathrm{Si} + \frac{{}^{4}\mathrm{Al}}{15} - 2^{4}\mathrm{Ti} - \frac{{}^{6}\mathrm{Al}}{2} - \frac{{}^{6}\mathrm{Ti}}{1.8} + \frac{\mathrm{Fe}^{3+}}{9} + \frac{\mathrm{Fe}^{2+}}{3.3} + \frac{\mathrm{Mg}}{26} + \frac{{}^{B}\mathrm{Ca}}{5} + \frac{{}^{B}\mathrm{Na}}{1.3} - \frac{{}^{A}\mathrm{Na}}{15} + \frac{{}^{A}[\ ]}{2.3}\ （“[ ]"表示晶格位的空位数） \tag{4.5}$$

通过对实验数据进行分析，得出三里岗石英闪长岩中角闪石结晶时温度为724～803℃，平均为767 ℃；考虑到角闪石为岩浆早期结晶的矿物，其结晶温度应该接近熔体的温度。

由于角闪石温度计算公式的标准误差在22 ℃之间，上文计算获得的锆石Ti温度，全岩Zr饱和温度和角闪石温度在误差范围内一致，以上证据表明三里岗花岗质岩体结晶温度为757～774 ℃。

为了进一步检验温度的合理性，本次研究利用Qz-Ab-Or相图约束岩浆的结晶温压条件。如图7所示，岩浆朝着富硅方向演化，演化程度最高的样品接近3×10^8 Pa压力线，考虑到这些演化程度高的样品仍然具有较高的$w(MgO)$值（1.03%～1.50%），其演化的共熔点可能接近2×10^8～3×10^8 Pa，温度可能在730～755 ℃。此温度与前文得出的温度一致，进一步论证了温度的可靠性。

4.2.2 氧逸度和含水量

氧逸度是衡量岩浆和矿物形成过程中氧化还原状态的一个重要参数，是区分成矿岩体与不成矿岩体的经验性指标[67]，它可反映岩浆结晶的物理化学条件。Loucks等[68]提出一种依据锆石微量元

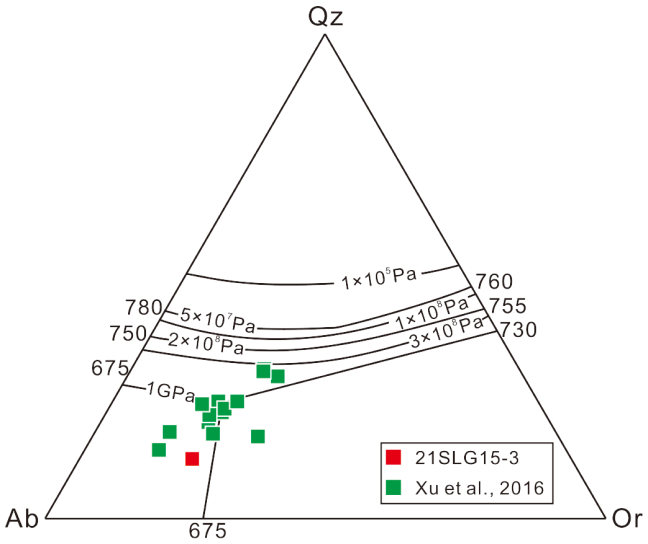


图7 Or-Qz-Ab图解（底图来自文献[66]）

Fig. 7. The Or-Qz-Ab diagram (modified from reference [66])

素数据计算岩浆ΔFMQ的公式：

$$\Delta\mathrm{FMQ} = 3.998(\pm0.124)\lg\left(\frac{\mathrm{Ce}}{\sqrt{U_i}\cdot \mathrm{Ti}}\right) + 2.284(\pm0.101) \tag{4.6}$$

根据此公式，依据锆石微量元素计算出的ΔFMQ结果为+0.51～+1.77（图8a），均值为1.10（表1）。

Smythe和Brenan等[69]将锆石氧逸度、含水量、温度以及岩浆聚合度（*NBO*/*T*）之间的联系整合到一个公式之中：

$$\ln\left[\frac{x^{\mathrm{melt}}_{\mathrm{Ce}^{4+}}}{x^{\mathrm{melt}}_{\mathrm{Ce}^{3+}}}\right] = \frac{1}{4}\ln fO_2 + \frac{13136(\pm591)}{T(\mathrm{K})} - 2.064(\pm0.011)\frac{NBO}{T(\mathrm{K})} - 8.878(\pm0.112)\cdot x\mathrm{H_2O} - 8.955(\pm0.091) \tag{4.7}$$

Ge等[61]基于此公式，建立了基于锆石微量元素和熔体成分的水含量计算方法。本文采用21SLG15-3全岩成分代表锆石结晶时的熔体成分（表4），熔体聚合度*NBO*/*T*(K)=0.284，利用Ge等[61]提供的方法获得岩浆水含量为5.61%。

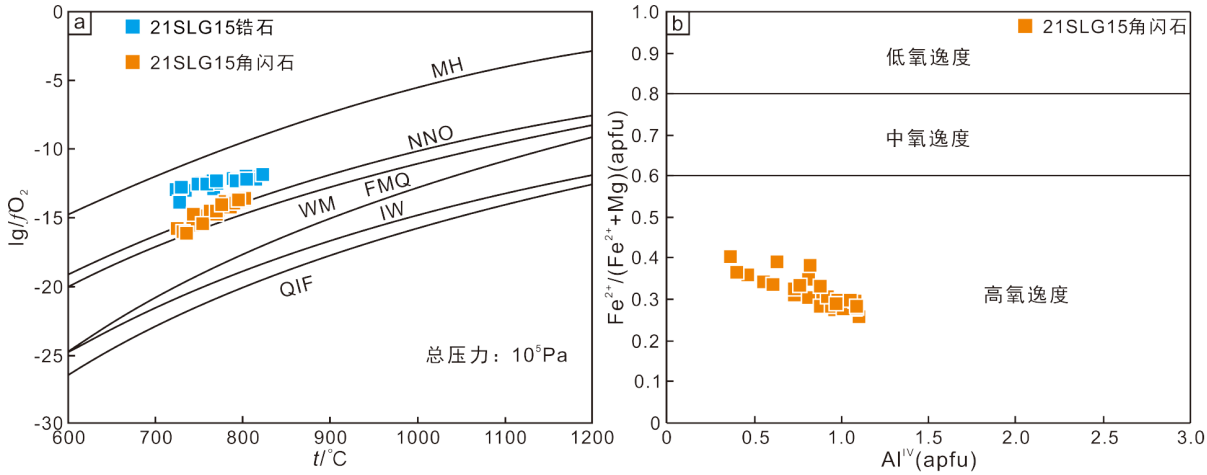
角闪石的化学成分与其结晶时岩浆的温度、压力、氧逸度和水含量等物理化学条件有密切关系[34,36,39,70]。Ridolfi等[39,70]提出了单一矿物角闪石估算其结晶时的物理化学条件的计算公式，适用于上地幔到全地壳的温压范围。本文利用Ridolfi等[71]提供的“AMP-TB.xls”程序对扬子北缘三里岗石英闪长岩中的角闪石进行了结晶物理化学条件计算。

本文根据Ridolfi等[71]的氧逸度公式计算出角闪石结晶时的氧逸度变化范围为ΔFMQ+0.07～ΔFMQ+1.34（图8a），平均值为ΔFMQ+0.85，表明三里岗石英闪长岩中的角闪石均形成于较氧化环境。此外，Ridolfi等[70,71]还曾提出过角闪石岩浆水含量的计算公式，Ridolfi等[71]也对该公式进行了校正。用校正后的公式计算出三里岗石英闪长岩中的角闪石结晶时岩浆H_2O含量变化范围为4.97%～6.55%，均值为5.57%。

$$\begin{aligned}\ln(H_2Omelt) = {} & -1.375\times Al^{IV} + 1.710\times Al^{VI} + 0.859\times Ti + 1.189\times Fe^{3+} - 0.676\times \\ & Mg - 0.390\times Fe^{2+} - 6.402\times Mn + 2.549\times Ca + 1.371\times Na_A + 1.257\times K \quad (R_2 = 0.988)\end{aligned} \tag{4.8}$$

考虑到Ridolfi等[71]角闪石H_2O含量公式标准误差为±14%，角闪石氧逸度公式标准误差为$\pm0.3\log fO_2$，角闪石主量成分计算所得到的H_2O含量和氧逸度与锆石-全岩计算得到的水含量和氧逸

度在误差范围内一致，因此岩浆的水含量应该为5.57%～5.61%，氧逸度为ΔFMQ+0.85～+1.10。



QIF−石英-自然铁-铁橄榄石；IM−自然铁-磁铁矿；IW−自然铁-方铁矿；WM−方铁矿-磁铁矿；FMQ−方铁矿-磁铁矿-石英；NNO−自然镍-绿镍矿；MH=磁铁矿-赤铁矿；a图底图来自文献[72]；底图来自文献[73]。

图8　三里岗石英闪长岩角闪石和锆石结晶温度和氧逸度关系图（a）及角闪石氧逸度判别图（b）

Fig. 8. Plot of crystallization temperature and oxygen fugacity of amphiboles and zircons (a), and oxygen fugacity discrimination diagram for amphiboles (b) from samples of the Sanligang quartz diorite

王璞等[74]提出角闪石的晶体化学式中A占位情况可以判断其形成时的氧化程度，若A=1，则其处于最强还原状态；若A=0，则其处于最强氧化状态，研究区角闪石A位阳离子数为0.02～0.32，故其氧化程度较高。Al^{IV} *vs*. $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$图解也是判断氧逸度的重要方法[73]，通过投图分析，结果均落在高氧逸度区域内（图8b），充分说明研究区角闪石是在偏氧化的环境中形成的。

4.2.3　压力

Mutch等[75]提出角闪石全铝的含量来计算压力的公式：

$$p(Pa)=\left[0.5+0.331(8)\times Al^{tot}+0.995(4)\times (Al^{tot})^{2}\right]\times 10^{8} \tag{4.9}$$

公式适用于具有如下矿物组合的花岗质岩石（角闪石+斜长石+黑云母+石英+碱性长石+钛铁矿/榍石+磁铁矿+磷灰石）。三里岗花岗质岩体显示相似的矿物组合特征，适用于该压力计。研究区角闪石Al(T)以及Al(C)值代入上述公式进行计算以后，得到的压力值为1.5×10^{8}～2.4×10^{8} Pa，平均值为2.0×10^{8} Pa。其深度按照1×10^{8} Pa相当于3.3 km计算，就位的平均深度在6.6 km， 指示岩浆侵位于相对较浅的部位。

4.2.4　岩浆作用过程模拟

水含量强烈控制着岩浆冷却的液相线（LLD），其中湿的熔体沿着钙碱性分异趋势演化，而干的和微湿的熔体沿着拉斑质分异趋势演化[76-78]。这是由于高的水含量抑制了斜长石的结晶分离，促进了角闪石和铁氧化物的结晶分异。这也导致了不同构造背景下（如弧、弧后、洋中脊）形成的火山岩在TiO_2-MgO图中显示截然不同的趋势[78]。

本研究利用Rhyolite-melts软件对岩浆过程进行模拟[79]，模拟的压力条件为200 MPa。当岩浆体系水含量为4%～5% H_2O时，软件模拟的体系TiO_2和TFeO随SiO_2演化结果与天然样品吻合度最好（图9）。进一步说明岩浆体系具有较高的水含量（4%～5% H_2O）。值得注意的是，高硅样品的TiO_2和TFeO含量模拟值略低于实际观测样品值，这是由于Rhyolite-melts软件模拟时对角闪石矿物的结晶分离模拟效果不好，模拟中角闪石在岩浆演化的晚期阶段才会出现，相反大量的Fe-Ti尖晶石和磁

铁矿在早期结晶导致TiO_2和TFeO迅速降低，也导致模拟的含水量低于前文单矿物计算的含水量。考虑到误差和软件模拟的局限性，本文采用单矿物计算的含水量代表岩浆的含水量。

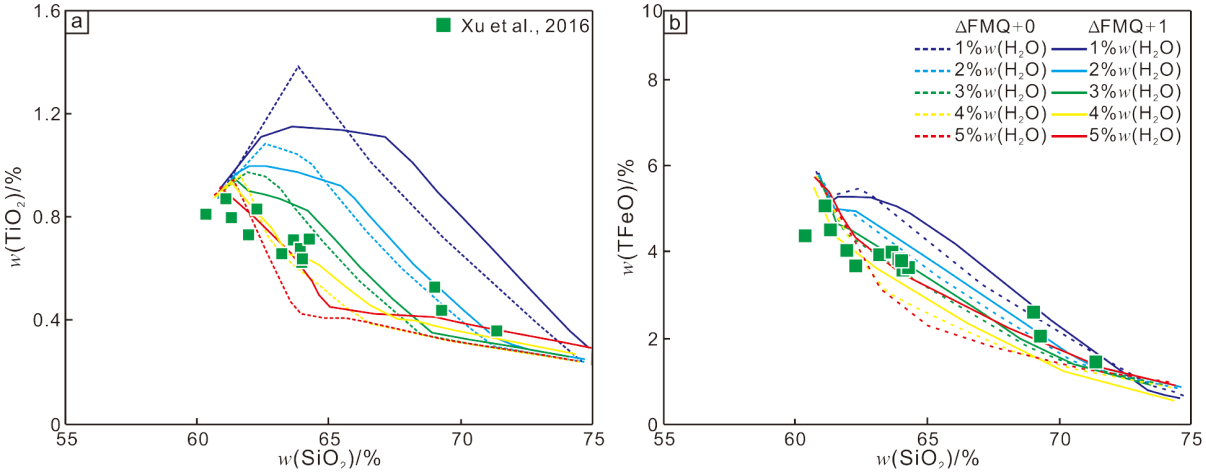


图9 岩浆过程Rhyolite-melts软件模拟

Fig. 9. The simulation of magmatic processes by using the Rhyolite-melts software

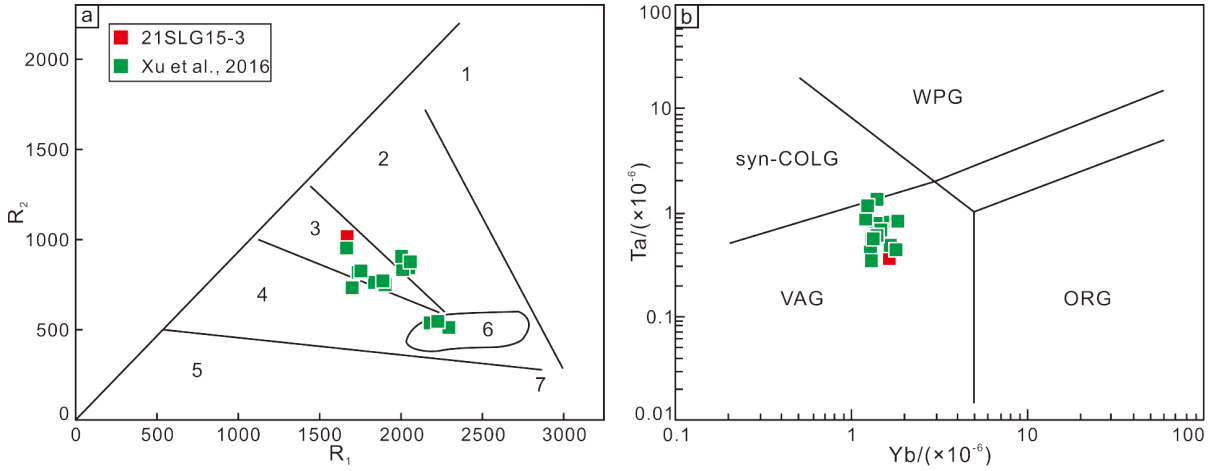
4.3 岩体形成的构造背景

前述的三种岩浆岩形成的动力学模型对于扬子北缘860～800 Ma酸性岩的成因有不同的认识。地幔柱模式认为酸性岩产于地幔柱物质上涌带来的热量导致的地壳部分熔融[15]；板片-裂谷模型认为其形成于造山带构造垮塌背景下古老下地壳的深熔作用[80,81]；板片俯冲模型认为其形成于板片俯冲作用下的弧岩浆作用[8]。这些争议产生的原因很大程度上是由于酸性岩浆全岩地球化学特征多解性造成的，酸性岩的形成是一个复杂的过程，涉及地球内部构造和地壳运动等多个因素；同时，由于岩浆经历了复杂的演化过程，如结晶分异、岩浆混合和地壳混染，以及成岩之后的蚀变作用，全岩地球化学分析会掩盖原始岩浆的特征，因而不能很好地揭示岩浆形成的过程和背景。而岩浆结晶的物理化学条件（水含量和温度等）对于决定岩浆和矿物的成分以及揭示岩石的构造背景和形成的动力学过程具有重要意义。

前文分析结果表明大洪山三里岗石英闪长岩结晶时具有低温、低压、高氧逸度、富水的特点。其结晶温度757～774 ℃明显低于裂谷环境A型花岗岩的形成的温度（>830 ℃）[82]，而与北美科迪勒拉中生代钙碱性弧岩浆和新西兰弧岩浆结晶温度一致[83]。高的结晶水含量5.57%～5.61%亦可以与北美科迪勒拉中生代钙碱性弧岩浆对比[84]。高的结晶氧逸度（ΔFMQ+0.85～+1.10）明显区别于洋中脊、弧后盆地和地幔柱环境氧逸度峰值（ΔFMQ−0.25～+0.31），而与弧环境氧逸度峰值（ΔFMQ+0.96～+1.28）一致[85]。结晶压力1.5×10^8～2.4×10^8 Pa可以与加利福尼亚中生代弧岩体的结晶压力（1.2×10^8～7.4×10^8 Pa）对比[86]。由此可见，三里岗石英闪长岩具有富水和高氧逸度的弧特征。前文提到的三种动力学模型，前两种模式更倾向于深源岩浆带来的热量导致地壳熔融，而后者更倾向于俯冲板片流体和熔体的影响。俯冲板片释放的流体或者熔体诱发上覆板片熔融形成弧岩浆往往具有低温、富水和高氧逸度的特征，与三里岗石英闪长岩特征一致。因此本文倾向于板片俯冲模型来解释三里岗石英闪长岩的成因。

在R_1-R_2图中三里岗花岗质岩体样品主要落入板块碰撞前环境、碰撞后隆升环境和同碰撞环境（图10a）。而在Ta-Yb图解（图10b）和Rb *vs*. Yb+Nb图解中样品全部落入火山弧花岗岩区域[25,57]，不同于同碰撞和碰撞后背景。以上图解反映了岩体形成于火山弧挤压环境。另外，前人研究表明碰

撞前弧演化阶段岩浆具有较高的水含量（>3.00%），而在同碰撞和碰撞后阶段岩浆具有较低的水含量（1.00%～2.00%）[89]，本研究中三里岗石英闪长岩具有高的水含量（5.57%～5.61%），与弧演化阶段一致，进一步证明了其形成于俯冲背景下的弧环境。

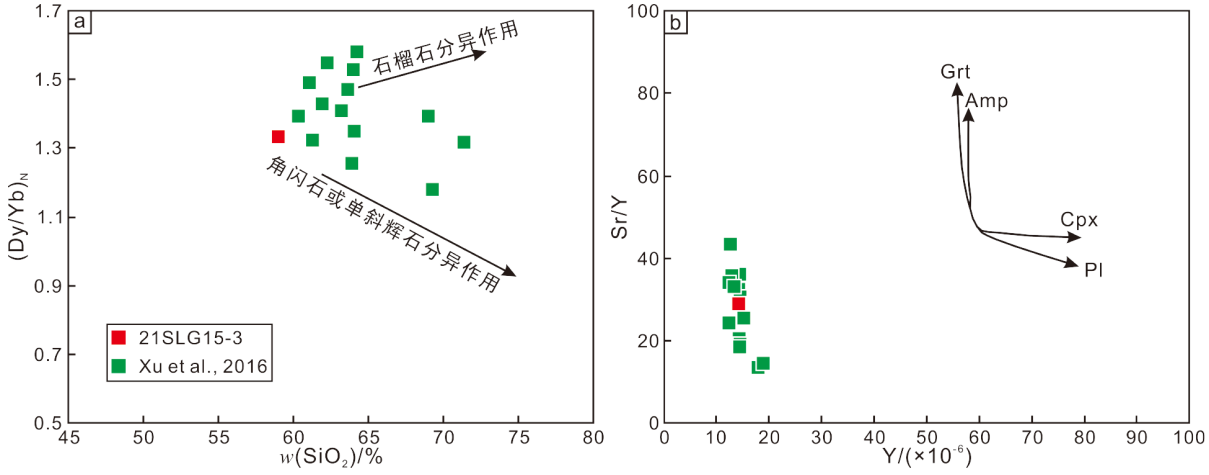


a. R_1-R_2图解，底图引自文献[88]；b. Yb-Ta图解，底图引自文献[89]； 1−地幔分异环境；2−板块碰撞前环境；3−碰撞后隆升环境；4−晚造山环境；5−非造山环境；6−同碰撞环境；7−后造山环境；WPG−板内花岗岩；ORG−洋脊花岗岩；VAG−火山弧花岗岩；syn-CLOG−同碰撞花岗岩。

图10　三里岗石英闪长岩构造环境判别图解

Fig. 10. Diagrams for discriminating tectonic setting of the Sanligang quartz diorite

角闪石是弧岩浆的重要结晶矿物相，其富集中稀土并亏损轻稀土和重稀土元素，对岩浆的微量元素特征控制明显[76,90]。前人和本文岩相学分析表明三里岗花岗质岩体富含角闪石的矿物组成[23,25,57]。三里岗花岗质岩体显示$(Dy/Yb)_N$随着SiO_2的升高而降低（图11a），指示角闪石或者单斜辉石的结晶分离作用，排除石榴石的结晶分离作用[91]。随着Y的增加，Sr/Y快速降低（图11b），指示角闪石或者石榴石分离结晶，排除显著的斜长石和单斜辉石分离结晶作用。综上，三里岗花岗质岩体分离结晶作用主要以角闪石矿物为主。另外，三里岗花岗质岩体不具有明显的Eu异常（图8a），说明斜长石没有发生优先结晶。这与镜下观察角闪石具有良好的晶形，早于斜长石结晶一致，进一步说明角闪石是主要的结晶矿物相。这可以用俯冲带岩浆因富水而导致角闪石分离堆积并抑制斜长



a. SiO_2-$(Dy/Yb)_N$图解，底图引自文献[53]；b. Y-Sr/Y图解。

图11　三里岗石英闪长岩分离结晶图解

Fig. 11. Diagrams of SiO_2-$(Dy/Yb)_N$ and Y-Sr/Y for indentifying the magmatic crystallization differentiation of the Sanligang quartz diorite

石结晶分离来解释[92,93]。在区域上，约850 Ma黄陵英云闪长岩可见大量角闪石矿物，并可见具有堆晶结构的角闪石包体[12,13]，885～844 Ma南秦岭小磨岭角闪辉长（辉绿）岩含大量自形的角闪石，显示较低的角闪石结晶温度650～830℃[22,94,95]；这些证据暗示扬子北缘新元古代早期岩浆岩中角闪石普遍作为早期结晶矿物相存在，岩浆较富水并具有较低的结晶温度，可以与三里岗岩体对比。

前人在扬子陆块北部识别出具有SSZ（俯冲带上盘型）特征的950～900 Ma勉略蛇绿岩和兼具MORB（洋中脊玄武岩型）和弧特征1100～900 Ma庙湾蛇绿岩[95-97]，在西大别高桥构造带发现具有MORB特征的约1100 Ma基性岩[98]，说明扬子北缘在中元古代晚期-新元古代早期存在一个开阔的大洋。在扬子北缘勉略、汉南、碧口、庙湾和大洪山等地记录了新元古代早期985～900 Ma大洋弧岩浆作用，其以略微富集大离子亲石元素（LILE）和轻稀土元素（LREE），具有极度亏损的$\varepsilon_{Hf}(t)$和$\varepsilon_{Nd}(t)$值为特征[99]。研究区大洪山地区新元古代花山群碎屑锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值在880 Ma时从+13.5降低至–18.5，可能表明从岛弧环境向大陆弧环境的转变[100]。同时，970～840 Ma岩浆岩中锆石$\delta^{18}O$逐渐升高（5.59‰～6.23‰到6.6‰～6.89‰）指示源区高$\delta^{18}O$地壳物质的加入，与陆弧背景一致[57]。岩浆岩地球化学特征显示大洪山早期970 Ma酸性火山岩具有微弱的LREE富集和低的$(La/Yb)_N$值（3.25～4.63），而晚期870～850 Ma花岗质岩石具有高的$(La/Yb)_N$值（7.14～12.3）[25,57]，晚期岩浆岩比洋内弧岩浆更加富集强不相容元素，微量元素配分模式类似于平均大陆上地壳组成[101]，指示其最可能形成于大陆弧构造背景而非洋内弧环境。另外，区域上黄陵850 Ma英云闪长岩-奥长花岗岩和小磨岭900～880 Ma岩浆岩也显示大陆弧而非洋内弧地球化学特征[12,13,102]。综上所述，本文认为三里岗花岗质岩体形成于大陆弧环境。

根据大洪山三里岗石英闪长岩结晶于低温、低压、高氧逸度和富水的环境，并结合前人的研究结果，本文认为三里岗石英闪长岩形成于新元古代大陆弧背景，暗示扬子北缘新元古代时期存在俯冲，这对认识扬子地块及邻区新元古代大地构造格局及演化具有重要意义。

5 结论

本文对扬子陆块北缘三里岗石英闪长岩开展锆石年代学、锆石和角闪石原位主微量元素测定和成因矿物学分析，得出以下几点结论：

1）扬子北缘三里岗花岗质岩体的形成时代为883～858 Ma。根据锆石和角闪石温压计和氧逸度计，石英闪长岩结晶温度范围为757～774 ℃，结晶压力为1.5×10^8～2.4×10^8 Pa，氧逸度在ΔFMQ +0.85～+1.10之间；相关成分计算揭示岩浆中的水含量在5.57%～5.61%范围之间。

2）三里岗石英闪长岩结晶时的环境具有低温、低压、高氧逸度、富水的特点，成分与平均上地壳微量元素特征类似，富集强不相容元素和轻稀土元素，亏损高场强元素，指示其可能形成于大陆弧环境。

参考文献：

[1] Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China?[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 173(3): 171–181.

[2] Cawood P A, Strachan R A, Pisarevsky S A, et al. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 449: 118–126.

[3] Merdith A S, Collins A S, Williams S E, et al. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic[J]. Gondwana Research, 2017, 50: 84–134.

[4] Zhao G C, Cawood P A. Precambrian geology of China[J]. Precambrian Research, 2012, 222: 13–54.

[5] 李献华, 李武显, 何斌. 华南陆块的形成与Rodinia超大陆聚合-裂解: 观察、解释与检验[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2012, 31(6): 543–559.

[6] Dong Y P, Hui B, Sun S S, et al. Neoproterozoic tectonic evolution and proto-basin of the Yangtze Block, China[J]. Earth-Science Reviews, 2024, 249: 104669.

[7] Shu L S, Yao J L, Wang B, et al. Neoproterozoic plate tectonic process and Phanerozoic geodynamic evolution of the South China Block[J]. Earth-Science Reviews, 2021, 216: 103596.

[8] Zhao J H, Li Q W, Liu H, et al. Neoproterozoic magmatism in the western and northern margins of the Yangtze Block (South China) controlled by slab subduction and subduction-transform-edge-propagator[J]. Earth-Science Reviews, 2018, 187: 1–18.

[9] Bader T, Ratschbacher L, Franz L, et al. The heart of China revisited, I. Proterozoic tectonics of the Qin mountains in the core of supercontinent Rodinia[J]. Tectonics, 2013, 32(3): 661–687.

[10] Wu P, Wu Y B, Zhang S B, et al. Revisiting Neoproterozoic tectono-magmatic evolution of the northern margin of the Yangtze Block, South China[J]. Earth-Science Reviews, 2024, 255: 104825.

[11] Zhao J H, Zhou M F, Zheng J P. Metasomatic mantle source and crustal contamination for the formation of the Neoproterozoic mafic dike swarm in the northern Yangtze Block, South China[J]. Lithos, 2010, 115(1/2/3/4): 177–189.

[12] Zhao J H, Zhou M F, Zheng J P. Neoproterozoic high-K granites produced by melting of newly formed mafic crust in the Huangling region, South China[J]. Precambrian Research, 2013, 233: 93–107.

[13] Zhao J H, Zhou M F, Zheng J P, et al. Neoproterozoic tonalite and trondhjemite in the Huangling complex, South China: Crustal growth and reworking in a continental arc environment[J]. American Journal of Science, 2013, 313(6): 540–583.

[14] Li Z X, Zhang L H, McA Powell C. South China in rodinia: Part of the missing link between Australia east Antarctica and laurentia?[J]. Geology, 1995, 23(5): 407.

[15] Li X H, Li Z X, Ge W C, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at Ca. 825 Ma?[J]. Precambrian Research, 2003, 122(1/2/3/4): 45–83.

[16] Wang X C, Li X H, Li W X, et al. Ca. 825 ma komatiitic basalts in South China: First evidence for >1500 ℃ mantle melts by a rodinian mantle plume[J]. Geology, 2007, 35(12): 1103.

[17] Wu T, Wang X C, Li W X, et al. The 825 Ma Yiyang high–MgO basalts of central South China: Insights from Os–Hf–Nd data[J]. Chemical Geology, 2018, 502: 107–121.

[18] Lu K, Mitchell R N, Yang C, et al. Widespread magmatic provinces at the onset of the Sturtian snowball Earth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2022, 594: 117736.

[19] Zheng Y F, Zhang S B, Zhao Z F, et al. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: Implications for growth and reworking of continental crust[J]. Lithos, 2007, 96(1/2): 127–150.

[20] Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, et al. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China[J]. Precambrian Research, 2008, 163(3/4): 351–383.

[21] Zheng Y F, Zhao Z F, Wu Y B, et al. Zircon U–Pb age, Hf and O isotope constraints on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the Dabie orogen[J]. Chemical Geology, 2006, 231(1/2): 135–158.

[22] 刘仁燕, 牛宝贵, 和政军, 等. 陕西柞水地区小茅岭复式岩体东段LA-ICP-MS锆石U–Pb定年[J]. 地质通报, 2011, 30(2): 448–460.

[23] 廖明芳, 谢应波, 李琳静, 等. 湖北省大洪山地区三里岗岩体成因及时代探讨[J]. 资源环境与工程, 2016, 30(2): 143–150+158.

[24] 石玉若, 张宗清, 刘敦一, 等. 湖北省随州三里岗地区二长花岗岩Rb-Sr、$^{40}Ar/^{39}Ar$同位素年龄[J]. 地球学报, 2005, 26(1): 17–20.

[25] Xu Y, Yang K G, Polat A, et al. The 860Ma mafic dikes and granitoids from the northern margin of the Yangtze Block, China: A record of oceanic subduction in the early Neoproterozoic[J]. Precambrian Research, 2016, 275: 310–331.

[26] 李云强, 费光春, 温春齐, 等. 西藏多龙矿集区波龙、多不杂斑岩铜金矿床岩体锆石Ce^{4+}/Ce^{3+}比值及氧逸度特征[J]. 矿物岩石, 2020, 40(2): 59–70.

[27] 牛俊龙, 吴石头, 杨岳衡, 等. 石英和锆石Ti温度计在地学中的应用及其Ti含量的微区分析技术进展[J]. 岩石学报, 2024, 40(1): 323–337.

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

[29] Watson E B, Wark D A, Thomas J B. Crystallization thermometers for zircon and rutile[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006, 151(4): 413–433.

[30] Grimes C B, Wooden J L, Cheadle M J, et al. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2015, 170(5): 46.

[31] 吕志成, 段国正, 郝立波, 等. 大兴安岭中南段燕山期两类不同成矿花岗岩类角闪石的化学成分及其成岩成矿意义[J]. 矿物岩石, 2003, 23(1): 5–10.

[32] Leake B E. Nomenclature of amphiboles[J]. The Canadian Mineralogist, 1978, 16(4): 501–520.

[33] Ague J J. The distribution of Fe and Mg between biotite and amphibole in granitic rocks: Effects of temperature, pressure and amphibole composition[J]. Geochemical Journal, 1989, 23(6): 279–293.

[34] Anderson J L, Smith D R. The effects of temperature and f_{O2} on the Al-in-hornblende barometer[J]. American Mineralogist, 1995, 80(5/6): 549–559.

[35] Hammarstrom J M, Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer[J]. American Mineralogist, 1986, 71(11/12): 1297–1313.

[36] Hollister L S, Grissom G C, Peters E K, et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons[J]. American mineralogist, 1987, 72(3–4): 231–239.

[37] Johnson M C, Rutherford M J. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calcic-alkaline rocks[J]. EOS, 1988, 69: 1511.

[38] Johnson M C, Rutherford M J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks[J]. Geology, 1989, 17(9): 837.
[39] Ridolfi F, Renzulli A, Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2010, 160(1): 45–66.
[40] 胡正祥, 陈超, 毛新武, 等. 鄂北大洪山晋宁期岛弧火山岩和增生杂岩的厘定及地质意义[J]. 资源环境与工程, 2015, 29(6): 757–766.
[41] 胡正祥, 陈超, 毛新武, 等. 扬子北缘青白口系土门岩组岛弧火山-碎屑岩的定义及意义[J]. 地层学杂志, 2017, 41(3): 304–317.
[42] 李夔洲. 扬子陆块北缘大洪山地区新元古代中期沉积盆地性质及前寒武纪地壳演化[D]. 成都: 成都理工大学, 2020.
[43] 刘述德. 桐柏-大别山南缘前寒武纪大地构造性质和意义: 来自岩浆和沉积记录的约束[D]. 武汉: 中国地质大学, 2022.
[44] 刘述德, 曾佐勋, 郭瑞禄, 等. 扬子陆块北缘花山群: 弧后盆地火山-沉积岩系而非蛇绿混杂岩[J]. 地球科学, 2021, 46(8): 2751–2767.
[45] 杨振宁, 蔡晓芸, 杨坤光, 等. 扬子北缘大洪山造山带中新元古代基性岩和浊积岩的年代学和地球化学研究: 对弧后盆地演化的指示[J]. 岩石学报, 2023, 39(5): 1423–1440.
[46] Liu H, Zhao J H. Slab breakoff beneath the northern Yangtze Block: Implications from the Neoproterozoic Dahongshan mafic intrusions[J]. Lithos, 2019, 342: 263–275.
[47] Zong K Q, Klemd R, Yuan Y, et al. The assembly of Rodinia: The correlation of early Neoproterozoic (ca. 900Ma) high-grade metamorphism and continental arc formation in the southern Beishan Orogen, southern Central Asian Orogenic Belt (CAOB)[J]. Precambrian Research, 2017, 290: 32–48.
[48] Hu Z C, Zhang W, Liu Y S, et al. "Wave" signal-smoothing and mercury-removing device for laser ablation quadrupole and multiple collector ICPMS analysis: Application to lead isotope analysis[J]. Analytical Chemistry, 2015, 87(2): 1152–1157.
[49] Hu Z C, Li X H, Luo T, et al. Tanz zircon megacrysts: A new zircon reference material for the microbeam determination of U–Pb ages and Zr–O isotopes[J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2021, 36(12): 2715–2734.
[50] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1/2): 34–43.
[51] Liu Y, Gao S, Hu Z, et al. 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, 2010, 51(1/2): 537–571.
[52] Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003.
[53] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society of London Special Publications, 1989, 42(1): 313–345.
[54] Leake B E, Woolley A R, Arps C E S, et al. Nomenclature of amphiboles report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names[J]. European Journal of Mineralogy, 1997, 9(3): 623–651.
[55] 陈祖兴, 曾志刚, 王晓媛, 等. 冲绳海槽南部流纹岩中角闪石的化学特征及其对岩石成因的指示[J]. 海洋学报, 2017, 39(12): 74–89.
[56] Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989.
[57] Huang Y, Wang X L, Li J Y, et al. From arc accretion to within-plate extension: Geochronology and geochemistry of the Neoproterozoic magmatism on the northern margin of the Yangtze Block[J]. Precambrian Research, 2023, 395: 107133.
[58] Shi Y R, Liu D Y, Zhang Z Q, et al. SHRIMP zircon U–Pb dating of gabbro and granite from the Huashan ophiolite, Qinling Orogenic Belt, China: Neoproterozoic suture on the northern margin of the Yangtze craton[J]. Acta Geologica Sinica - English Edition, 2007, 81(2): 239–243.
[59] Harrison T M, Schmitt A K. High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 261(1/2): 9–19.
[60] 高晓英, 郑永飞. 金红石Zr和锆石Ti含量地质温度计[J]. 岩石学报, 2011, 27(2): 417–432.
[61] Ge R F, Wilde S A, Zhu W B, et al. Earth's early continental crust formed from wet and oxidizing arc magmas[J]. Nature, 2023, 623(7986): 334–339.
[62] Lowery Claiborne L, Miller C F, Walker B A, et al. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada[J]. Mineralogical Magazine, 2006, 70(5): 517–543.
[63] Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1983, 64(2): 295–304.
[64] Siégel C, Bryan S E, Allen C M, et al. Use and abuse of zircon-based thermometers: A critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons[J]. Earth-Science Reviews, 2018, 176: 87–116.
[65] Schmidt M W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1992, 110(2): 304–310.
[66] Johannes W, Holtz F. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks[M]. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1996.
[67] Ballard J R, Palin J M, Campbell I H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002, 144(3): 347–364.
[68] Loucks R R, Fiorentini M L, Henríquez G J. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon[J]. Journal of Petrology, 2020, 61(3): egaa034.
[69] Smythe D J, Brenan J M. Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon-melt partitioning of cerium[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 453: 260–266.
[70] Ridolfi F, Puerini M, Renzulli A, et al. The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2008, 176(1): 94–106.
[71] Ridolfi F. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry[J]. Minerals, 2021, 11(3): 324.

[72] Eugster H P, Wones D R. Stability relations of the ferruginous biotite, annite[J]. Journal of Petrology, 1962, 3(1): 82–125.
[73] Dada O A. Application of amphibole chemistry in determining the petrogenesis of Hornblende-Biotite Granites from Toro complex, Northcentral, Nigeria[J]. Continental Journal of Earth Sciences, 2013, 8: 1–11.
[74] 王濮, 潘兆橹, 翁玲宝, 等. 系统矿物学-上册[M]. 北京: 地质出版社, 1982.
[75] Mutch E J F, Blundy J D, Tattitch B C, et al. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2016, 171(10): 85.
[76] Liu Z, Zhu D C, Jagoutz O, et al. Magmatic evolution following damp tholeiitic and wet calc-alkaline liquid lines of descent: An eastern pontides (NE Turkey) example[J]. Journal of Petrology, 2021, 62(5): egaa088.
[77] Nandedkar R H, Ulmer P, Müntener O. Fractional crystallization of primitive, hydrous arc magmas: An experimental study at 0.7GPa[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2014, 167(6): 1015.
[78] Ulmer P, Kaegi R, Müntener O. Experimentally derived intermediate to silica-rich arc magmas by fractional and equilibrium crystallization at 1·0 GPa: An evaluation of phase relationships, compositions, liquid lines of descent and oxygen fugacity[J]. Journal of Petrology, 2018, 59(1): 11–58.
[79] Gualda G A R, Ghiorso M S, Lemons R V, et al. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems[J]. Journal of Petrology, 2012, 53(5): 875–890.
[80] Zhang S B, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Neoproterozoic anatexis of Archean lithosphere: Geochemical evidence from felsic to mafic intrusions at Xiaofeng in the Yangtze gorge, South China[J]. Precambrian Research, 2008, 163(3/4): 210–238.
[81] Zhang S B, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Origin of TTG-like rocks from anatexis of ancient lower crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic granitoids in South China[J]. Lithos, 2009, 113(3/4): 347–368.
[82] King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia[J]. Journal of Petrology, 1997, 38(3): 371–391.
[83] Collins W J, Huang H Q, Jiang X Y. Water-fluxed crustal melting produces Cordilleran batholiths[J]. Geology, 2016, 44(2): 143–146.
[84] Collins W J, Murphy J B, Johnson T E, et al. Critical role of water in the formation of continental crust[J]. Nature Geoscience, 2020, 13: 331–338.
[85] Cottrell E, Birner S, Brounce M, et al. Oxygen fugacity across tectonic settings[M]//Roberto M, Daniel R N. Magma Redox Geochemistry. Hoboken: Wiley/American Geophysical Union, 2021, 266: 33–61.
[86] Ague J J. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer[J]. Geology, 1997, 25(6): 563.
[87] Zhu D C, Wang Q, Weinberg R F, et al. Interplay between oceanic subduction and continental collision in building continental crust[J]. Nature Communications, 2022, 13(1): 7141.
[88] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. Chemical Geology, 1985, 48(1/2/3/4): 43–55.
[89] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 1984, 25(4): 956–983.
[90] Hürlimann N, Müntener O, Ulmer P, et al. Primary magmas in continental arcs and their differentiated products: Petrology of a post-plutonic dyke suite in the tertiary adamello batholith (Alps)[J]. Journal of Petrology, 2016, 57(3): 495–534.
[91] Jagoutz O, Müntener O, Schmidt M W, et al. The roles of flux- and decompression melting and their respective fractionation lines for continental crust formation: Evidence from the Kohistan arc[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2011, 303(1/2): 25–36.
[92] Sisson T W, Grove T L. Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1993, 113(2): 143–166.
[93] Berndt J. An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa[J]. Journal of Petrology, 2004, 46(1): 135–167.
[94] Hu F Y, Liu S W, Santosh M, et al. Chronology and tectonic implications of Neoproterozoic blocks in the south Qinling Orogenic Belt, Central China[J]. Gondwana Research, 2016, 30: 24–47.
[95] Wu P, Zhang S B, Zheng Y F, et al. Amalgamation of South China into rodinia during the grenvillian accretionary orogeny: Geochemical evidence from early Neoproterozoic igneous rocks in the northern margin of the South China Block[J]. Precambrian Research, 2019, 321: 221–243.
[96] Deng H, Peng S B, Polat A, et al. Neoproterozoic IAT intrusion into Mesoproterozoic MOR miaowan ophiolite, Yangtze craton: Evidence for evolving tectonic settings[J]. Precambrian Research, 2017, 289: 75–94.
[97] Peng S B, Kusky T M, Jiang X F, et al. Geology, geochemistry, and geochronology of the Miaowan ophiolite, Yangtze craton: Implications for South China's amalgamation history with the Rodinian supercontinent[J]. Gondwana Research, 2012, 21(2/3): 577–594.
[98] 徐扬, 杨振宁, 邓新, 等. 西大别南缘印支期吕王-高桥-永佳河构造混杂岩带的厘定及其构造意义[J]. 地球科学, 2021, 46(4): 1173–1198.
[99] 吴鹏, 张少兵, 郑永飞, 等. 扬子陆块西北缘早新元古代俯冲增生过程的岩浆记录[J]. 沉积与特提斯地质, 2024, 44(1): 216–230.
[100] Huang Y, Wang X L, Li J Y, et al. Early Neoproterozoic tectonic evolution of northern Yangtze Block: Insights from sedimentary sequences from the Dahongshan area[J]. Precambrian Research, 2021, 365: 106382.
[101] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust[M]//Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003: 1–64.
[102] Wu P, Zhang S B, Li Z X, et al. Secular change in the nature of mantle and tectonic evolution of northwestern margin of the Yangtze Block during Neoproterozoic: Constraints from the mafic intrusions and associated granitoids of the Hannan and Xiaomoling complexes[J]. Precambrian Research, 2023, 393: 107094.