

https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.998



辽东半岛早白垩世早期高分异花岗 伟晶岩成因与构造背景

李锦毓¹, 钱 焯^{1,2*}, 李予晋^{1,2}, 孙金磊¹, 赵昌吉¹, 孙丰月^{1,2}, 沈艳杰¹

1. 吉林大学地球科学学院, 吉林长春 130061

2. 自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室, 吉林长春 130061

摘要: 包括辽东半岛在内的华北克拉通北缘早白垩世早期岩浆活动极其稀少, 研究程度较低, 导致该时期的地质背景限定缺乏直接证据. 对辽东半岛三股流地区新发现的花岗伟晶岩开展了岩石学、锆石 U-Pb 年代学、锆石阴极发光 (CL) 成像技术、锆石微量元素、全岩地球化学和锆石 Lu-Hf 同位素等方面的研究, 以期为研究区早白垩世早期构造背景提供制约. 花岗伟晶岩锆石阴极发光微弱甚至不发光, 大多数锆石内部结构为斑杂状分带或海绵状分带, 少见岩浆震荡环带, Th/U < 0.1, 其锆石稀土元素特征也与岩浆锆石明显不同, 显示出热液锆石特征. 锆石 U-Pb 年代学结果表明花岗伟晶岩的形成为 144.3 ± 2.7 Ma, 属早白垩世早期. 花岗伟晶岩以富 Si、Al、碱, 贫 Fe、Mg, 富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 以及显示出一定的四分组效应为特征. 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 -27.4 ~ -24.7, 二阶段模式年龄为 2.91 ~ 2.74 Ga, 与五龙中晚侏罗世花岗岩 Hf 同位素组成相类似. 综合以上研究, 认为三股流花岗伟晶岩经历了较高分异结晶, 与五龙中晚侏罗世花岗岩存在成因联系, 其成岩介质为富含热液的岩浆-热液共存体系. 辽东半岛早白垩世早期岩浆活动形成于伸展背景, 该伸展背景可能与蒙古-鄂霍茨克洋后碰撞伸展和太平洋俯冲相关.

关键词: 花岗伟晶岩; 伸展背景; 蒙古-鄂霍茨克洋; 太平洋板块; 辽东半岛; 矿床学.

中图分类号: P542

文章编号: 1000-2383(2020)11-4054-18

收稿日期: 2020-08-18

Highly Fractionated Granitic Pegmatite of Early Stage of Early Cretaceous in Liaodong Peninsula: Petrogenesis and Tectonic Setting

Li Jinyu¹, Qian Ye^{1,2*}, Li Yujin^{1,2}, Sun Jinlei¹, Zhao Changji¹, Sun Fengyue^{1,2}, Shen Yanjie¹

1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, 130061, China

2. Key Laboratory of Mineral Resources Evaluation in Northeast Asia, Ministry of Natural Resources, Changchun, 130061, China

Abstract: The early stage of Early Cretaceous magmatic activity in the Liaodong Peninsula was extremely rare and the research has been inadequate, which leads to the lack of direct evidence for constraints on the tectonic setting. Here, it presents new petrological, whole-rock geochemical, zircon U-Pb geochronological, cathodoluminescence (CL) imaging, trace element and Lu-Hf isotopic data for granitic pegmatite of the Sanguliu region, Liaodong Peninsula. Most of the zircon grains show very weak cathodoluminescence, with few oscillatory zoning, low Th/U ratios (< 0.1), and the zircon REEs are also markedly different from magmatic zircons, which is typical of hydrothermal zircon. Zircon U-Pb dating shows that the granitic pegmatite was formed at 144.3 ± 2.7 Ma. The granitic pegmatite is characterized by enrichment in Si, Al and alkali, and depletion in Fe and Mg. In

基金项目: 科技部深地专项 (No.2018YFC0603804); 吉林省教育厅“十三五”科学技术项目 (No.JJKH20200946KJ); 自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室自主基金项目 (Nos.DBY-ZZ-19-13, DBY-ZZ-19-15); 吉林省自然科学基金项目 (No.20170101201JC).

作者简介: 李锦毓 (1996-), 男, 硕士研究生, 矿床普查与勘探. ORCID: 0000-0002-8681-8801. E-mail: 2112232358@qq.com

***通讯作者:** 钱焯, ORCID: 0000-0002-3679-4506. E-mail: qianye@jlu.edu.cn

引用格式: 李锦毓, 钱焯, 李予晋, 等, 2020. 辽东半岛早白垩世早期高分异花岗伟晶岩成因与构造背景. 地球科学, 45(11):4054-4071.

addition, the granitic pegmatite is enriched in lithophile elements and depleted in high-field strength elements, with REE tetrad effect. The zircon grains from the granitic pegmatite have $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of -27.4 to -24.7 , with two-stage Hf model ages ranging from 2.91 to 2.74 Ga, which is similar to the Wulong Middle-Late Jurassic granites. It can infer that Sanguliu granitic pegmatite may have genetic relationship with Wulong Middle-Late Jurassic granites, and Sanguliu granitic pegmatite may be originated from the hybrid of hydrothermal fluid and magma after the highly fractional crystallization of parental magma. By combining these findings with the previous research results, this study proposes that the early stage of Early Cretaceous magmatism was formed at extension setting in the Liaodong Peninsula, which is related to the post-collision of the Mongol-Okhotsk Ocean and the back-arc basin of the Pacific plate subduction.

Key words: granitic pegmatite; extension setting; Mongol-Okhotsk Ocean; Pacific plate; Liaodong Peninsula; mineral deposits.

0 引言

中国东部自北向南由兴安—蒙古造山带、华北克拉通、大别—苏鲁造山带、扬子克拉通和东南造山带组成(图 1a; Wu *et al.*, 2005a, 2005b). 辽东半岛位于华北克拉通东北缘(图 1a), 在中生代其和兴安—蒙古造山带一并受到了太平洋构造体系和蒙古—鄂霍茨克洋构造体系的双重叠加影响(许文良等, 2013; Tang *et al.*, 2018), 导致了大约 20 000 km² 的花岗质岩浆活动(图 1b; Wu *et al.*, 2005a). 近年来, 地质工作者对这些花岗岩的岩石学、地球化学、年代学和动力学背景(Whalen *et al.*, 1987; Wu *et al.*, 2005a, 2005b; Liu *et al.*, 2011; 李鹏等, 2017; 张朋等, 2019; 薛吉祥等, 2020) 等开展了大量的研究, 取得了丰硕的成果. 吴福元等(2005) 基于大量的年代学工作将辽东半岛的中生代岩浆活动分为 3 期: 晚三叠世(233~212 Ma)、侏罗纪(190~153 Ma) 和早白垩世(131~117 Ma), 其中早白垩世早期的岩浆活动是缺失的. 许文良等(2013) 和 Tang *et al.* (2018) 等将包含辽东半岛在内的东北亚地区的岩浆活动划分成 6 期: 晚三叠世(200~228 Ma)、早—中侏罗世(173~190 Ma)、中—晚侏罗世(158~166 Ma)、早白垩世早期(138~145 Ma)、早白垩世晚期(106~133 Ma) 和晚白垩世(88~97 Ma), 其中早白垩世早期火成岩在东北亚陆缘分布极少, 仅零星出露在松辽盆地以西的大兴安岭和华北克拉通北缘中段. 最近我们在辽东半岛三股流地区附近发现了一类花岗伟晶岩, 该伟晶岩侵入古元古代辽河群地层和五龙黑云母二长花岗岩(159 Ma), 被三股流岩体侵入(129 Ma)(据中国地质调查局沈阳地质调查中心, 2018. 辽宁 1: 5 万汤山城(K51E023017)、五龙背(K51E023018)、大楼房(K51E024017)、丹东市(K51E024018)幅). 其形成时代应该介于 159~129 Ma, 可能为早白垩世

早期的产物. 该伟晶岩的发现可能为早白垩世早期的岩浆活动特征提供新的信息, 为揭示这个时间节点的动力学背景提供重要约束.

伟晶岩作为一种特殊的岩浆岩类, 是由高度分异、富挥发分的残余岩浆结晶而成, 以矿物晶体颗粒粗大为其主要特征(Jahns and Burnham, 1969). K-Ar、Ar-Ar、Rb-Sr 等体系由于它们封闭温度过低且易受后期构造热事件影响, 因此这些同位素法测年法不适用于伟晶岩定年. 同时, 伟晶岩通常经历了较高分异结晶, 导致其岩石成因难以确定. 因此, 伟晶岩的形成年代与岩石成因是地质学家长期关注的问题之一(代鸿章等, 2018). 伟晶岩常常出现在造山运动后相对宁静的时期, 大多数为造山后地壳伸展的产物, 而在非造山带少见(Sánchez-Muoz *et al.*, 2017). 因此, 伟晶岩常常能对构造背景起到有效的制约作用.

本文以辽东三股流伟晶岩为研究对象, 运用锆石 U-Pb 年代学、锆石阴极发光(CL) 成像技术、锆石微量元素、全岩地球化学和锆石 Lu-Hf 同位素等手段, 对其开展了详细综合的研究, 以期查明其形成年代及岩石成因, 并对构造背景进行约束, 为区域动力学演化提供新的资料.

1 地质背景与样品描述

辽东半岛位于华北克拉通的东北部, 西临东北向郯庐断裂带, 东临太平洋板块西缘, 北为兴安—蒙古造山带(图 1a). 辽东半岛由南部太古宙辽南地块、北部太古宙辽北地块和中部辽吉古元古代造山带 3 个构造单元组成(图 1b; Wu *et al.*, 2005a, 2005b). 辽吉古元古代造山带又称胶—辽—吉带, 是一个狭窄, 延长, 走向为东北—西南向的全长 700 km 古老造山带, 该带从山东东部起, 切过辽东东部和吉林南部, 并延伸到北朝鲜(图 1b). 该带是

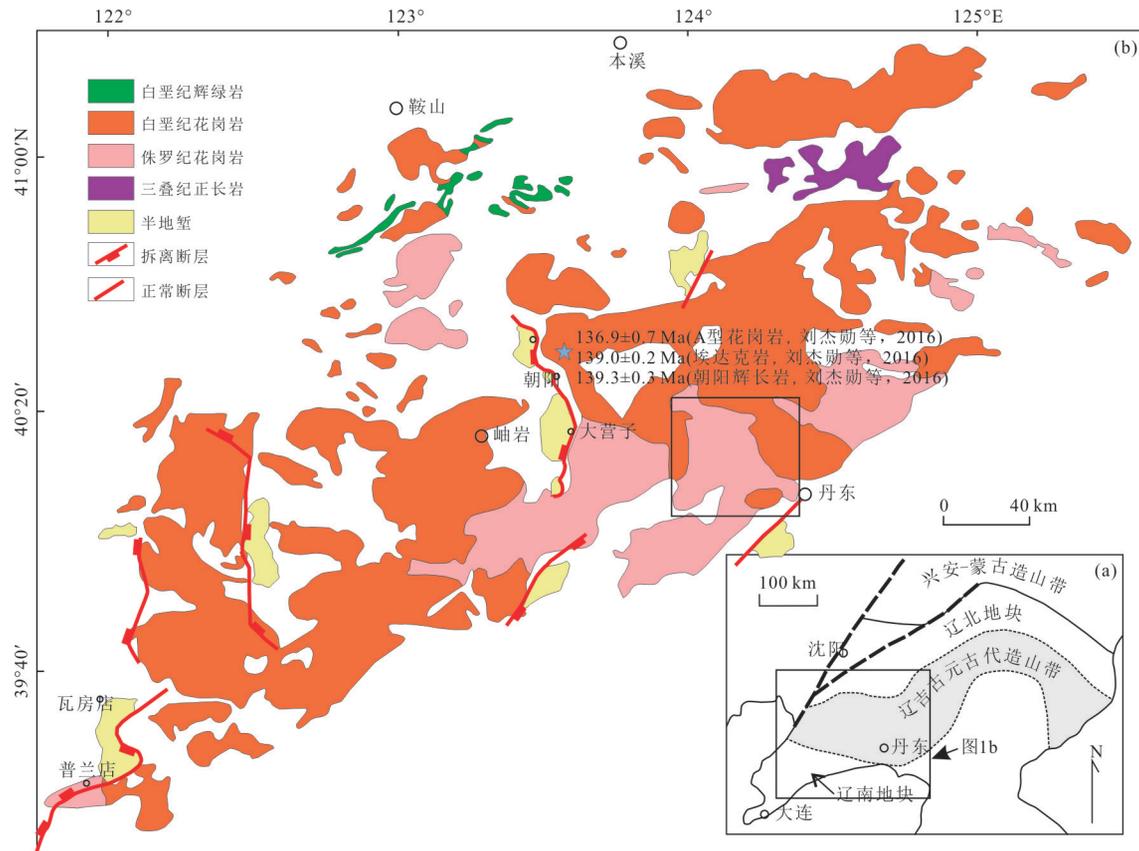


图1 辽东半岛构造分区(a)和辽东半岛中生代侵入体分布地质图(b)

Fig. 1 Tectonic subdivisions of the Liaodong Peninsula(a) and geological map showing distribution of Mesozoic intrusions in the Liaodong Peninsula (b)

据 Wu *et al.* (2005a, 2005b); Liu *et al.* (2011)

地球上最重要、最古老的构造/成矿带之一,记录了漫长而复杂的岩浆活动、构造变形、多重变质演化和地壳改造等事件。

辽东半岛三股流地区地层出露相对简单,主要包括古元古代辽河群和第四纪(图2)。辽河群自下而上有里尔峪组、高家峪组、大石桥组和盖县组。里尔峪组岩性主要以变粒岩、大理岩、浅粒岩为主;高家峪组岩性以含石墨变粒岩、透闪岩、透辉大理岩为主;大石桥组则以大理岩为主;盖县组岩性主要为片岩、二云片岩、绢云母石英片岩以及变质长石石英砂岩等。NE向压-压剪性岩石圈断裂为主的鸭绿江断裂带为研究区的主要构造,其控制了区内金矿形成及构造变形,形成了一系列NE-NNE向、NW向为主的断裂构造。区内岩浆活动形成时代主要可划分为古元古代和中生代。古元古代岩浆活动以辽吉花岗岩为代表,按结构可分为条带/痕状二长花岗岩类和斑状花岗岩类,形成时代分别为2.2~2.1 Ga(陈斌等, 2016)和1.87~1.85 Ga(课

题组待刊数据)。中生代岩浆以侵入岩为主,包括侏罗纪、白垩纪和少量三叠纪岩石(图1b; Wu *et al.*, 2005a, 2005b)。三股流地区及附近的中生代岩体由五龙背岩体(早白垩世)、三股流岩体(早白垩世)和五龙岩体(中晚侏罗世)组成(图2)。

三股流花岗伟晶岩位于三股流岩体东侧,花岗伟晶岩侵入古元古代辽河群地层和侏罗纪黑云母二长花岗岩,部分花岗伟晶岩被三股流岩体侵入(据中国地质调查局沈阳地质调查中心, 2018。辽宁1:5万汤山城(K51E023017)、五龙背(K51E023018)、大楼房(K51E024017)、丹东市(K51E024018)幅)。由于该花岗伟晶岩出露面积有限,研究程度较低,且植被覆盖比较严重,暂时没有发现明显的内部分带情况。本文研究所选取的花岗伟晶岩样品取自与围岩接触不远处粒度较为均一且新鲜的岩体。花岗伟晶岩呈灰白色(图3a),矿物颗粒粗大。主要矿物为石英、斜长石、钾长石和白云母。石英为不规则粒状;斜长石粒径变化较大,颗粒粗大者粒径可

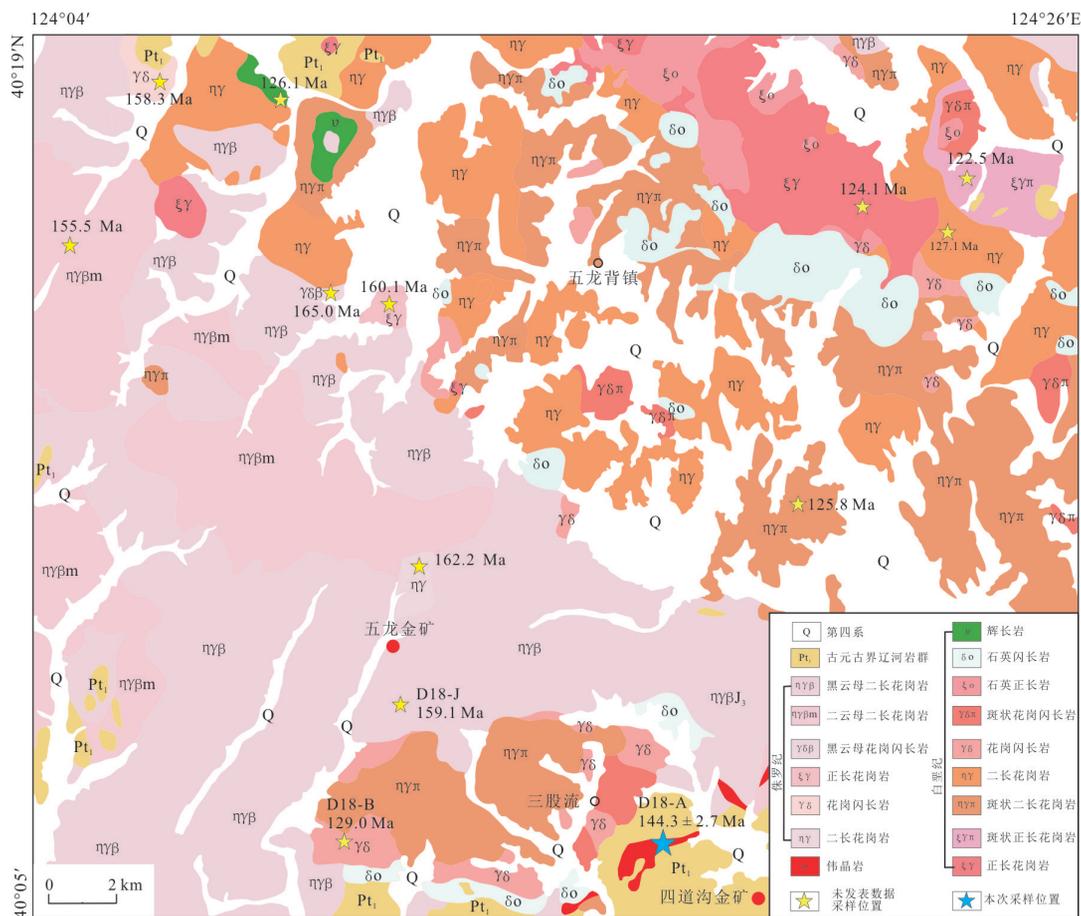


图 2 三股流地区地质简图

Fig. 2 Simplified geological map of the Sanguliu region

据中国地质调查局沈阳地质调查中心, 2018. 辽宁 1:5 万汤山城 (K51E023017)、五龙背 (K51E023018)、大楼房 (K51E024017)、丹东市 (K51E024018) 幅

达 6 cm(图 3b, 3c), 主要为自形的板状; 白云母的自形程度较高, 主要为片状(图 3d).

2 实验方法

2.1 锆石 U-Pb 定年

采用重液法和磁选法相结合的方法在河北省区域地质矿产调查研究所对所研究的锆石颗粒进行了分离. 在双目显微镜下手工挑选锆石, 将其装入环氧树脂中, 抛光, 露出单个锆石的中心. 利用阴极发光 (CL) 成像技术观察锆石内部结构, 确定锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析的靶区. 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析测试在自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室完成. 其光斑直径为 32 μm, 实验方法如 Yuan *et al.* (2004) 所述. 采用锆石 91500 作为年龄校正的外部标准, 采用标准硅酸盐 SRM NIST 610 玻璃对机器进行优化. 样品的同位素比值及元素含量计

算采用 ICPMSDATECAL 软件, 使用 Isoplot 软件进行了年龄计算及谐和图的绘制.

2.2 全岩地球化学分析

本次全岩地球化学分析在自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室进行. 在测试之前, 将样品的风化面去除后, 磨碎至约 200 目. 分别使用 X 射线荧光光谱仪 (XRF; PW1401/10) 和 ICP-MS (Agilent 7500a with a shield torch) 进行了主量和微量元素组成的测试. 本次测试以 07103 (酸性岩) 和 07105 (基性岩) 作为标样用以监测分析的准确性及误差, 主要元素的分析误差在 5% 以内, 当微量元素的含量超过 10 μg/g 时, 相对偏差小于 5%, 否则, 相对误差小于 10%.

2.3 Lu-Hf 同位素测试

根据锆石 U-Pb 定年结果和锆石 CL 图像等选择原位锆石 Lu-Hf 同位素测试的靶区. 所有原位锆石 Lu-Hf 同位素测试均在国家地质测试中心进行.



图3 花岗伟晶岩野外照片

Fig. 3 Field photos of granite pegmatites

表1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating data

样品	Th (10^{-6})	U (10^{-6})	Th/ U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		协和 度
				比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	
花岗伟晶岩																
D18-A-N-03	693	16 203	0.04	0.056 98	0.001 24	0.196 54	0.004 56	0.025 15	0.000 72	500.0	48	182.2	4	160.1	5	87%
D18-A-N-04	484	16 303	0.03	0.063 82	0.001 15	0.216 83	0.007 39	0.024 56	0.000 77	744.5	37	199.3	6	156.4	5	75%
D18-A-N-05	968	17 051	0.06	0.056 30	0.001 18	0.194 88	0.005 63	0.025 07	0.000 63	464.9	46	180.8	5	159.6	4	87%
D18-A-N-06	366	16 785	0.02	0.054 11	0.000 73	0.193 33	0.004 02	0.025 78	0.000 37	376.0	30	179.5	3	164.1	2	91%
D18-A-N-07	412	13 013	0.03	0.056 93	0.000 93	0.212 61	0.004 27	0.027 15	0.000 63	500.0	35	195.7	4	172.7	4	87%
D18-A-N-08	354	19 102	0.02	0.050 85	0.000 71	0.174 92	0.003 42	0.024 93	0.000 47	235.3	27	163.7	3	158.7	3	96%
D18-A-N-09	1 200	23 785	0.05	0.064 26	0.001 25	0.221 47	0.007 47	0.024 93	0.000 75	750.0	41	203.1	6	158.8	5	75%
D18-A-N-10	950	11 653	0.08	0.056 30	0.001 54	0.172 66	0.005 00	0.022 35	0.000 62	464.9	29	161.7	4	142.5	4	87%
D18-A-N-11	322	15 103	0.02	0.055 61	0.001 12	0.206 30	0.006 13	0.026 83	0.000 68	435.2	44	190.4	5	170.7	4	89%
D18-A-N-12	482	21 104	0.02	0.052 32	0.000 94	0.162 43	0.002 67	0.022 49	0.000 37	298.2	41	152.8	2	143.4	2	78%
D18-A-N-13	1 255	33 513	0.04	0.067 54	0.001 94	0.209 11	0.008 73	0.022 39	0.000 71	853.7	64	192.8	7	142.7	4	70%
D18-A-N-14	418	12 257	0.03	0.072 45	0.002 14	0.247 27	0.008 68	0.024 65	0.000 47	998.2	59	224.4	7	157.0	3	64%
D18-A-N-15	419	15 747	0.03	0.075 37	0.001 57	0.232 33	0.008 29	0.022 43	0.000 84	1 079.6	43	212.1	7	143.0	5	61%
D18-A-N-17	707	18 546	0.04	0.057 17	0.001 33	0.175 60	0.003 63	0.022 57	0.000 56	498.2	47	164.3	3	143.9	4	86%
D18-A-N-18	278	15 691	0.02	0.061 25	0.001 47	0.202 75	0.005 46	0.024 06	0.000 55	647.9	52	187.5	5	153.3	3	79%
D18-A-N-19	598	21 370	0.03	0.058 42	0.000 90	0.193 33	0.003 16	0.024 08	0.000 42	546.3	33	179.5	3	153.4	3	84%
D18-A-N-20	351	14 563	0.02	0.059 39	0.001 09	0.202 61	0.005 30	0.024 68	0.000 52	581.2	39	187.3	4	157.1	3	82%
D18-A-N-21	517	14 653	0.04	0.059 54	0.000 94	0.199 26	0.003 88	0.024 31	0.000 38	587.1	33	184.5	3	154.8	2	82%
D18-A-N-22	685	16 764	0.04	0.058 95	0.001 30	0.186 09	0.004 25	0.023 05	0.000 60	564.9	48	173.3	4	146.9	4	83%
D18-A-N-23	576	13 593	0.04	0.067 15	0.001 82	0.204 60	0.006 78	0.022 11	0.000 65	842.6	57	189.0	6	140.9	4	70%
D18-A-N-24	886	12 649	0.07	0.076 20	0.003 12	0.255 35	0.009 63	0.024 40	0.000 68	1 101.9	86	230.9	8	155.4	4	60%
D18-A-N-26	1 094	18 019	0.06	0.067 68	0.001 27	0.231 86	0.004 88	0.024 99	0.000 55	858.9	39	211.7	4	159.1	3	71%
D18-A-N-27	428	19 853	0.02	0.050 07	0.001 04	0.161 36	0.005 23	0.023 37	0.000 74	198.2	53	151.9	5	148.9	5	98%
D18-A-N-28	365	12 845	0.03	0.060 07	0.001 13	0.198 74	0.004 26	0.024 04	0.000 45	605.6	45	184.1	4	153.2	3	81%
D18-A-N-29	439	16 042	0.03	0.050 48	0.000 85	0.157 37	0.003 79	0.022 56	0.000 52	216.7	39	148.4	3	143.8	3	96%

测试条件和方法如 Wu *et al.* (2006) 所述. 脉冲频率、剥蚀直径和激光能量分别为 8 Hz, 45 μm 和 16 $\text{j}\cdot\text{cm}^{-2}$.

3 实验结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

花岗伟晶岩锆石颗粒大小较为均一, 长宽比约为 1:1 到 2:1, 宽约为 50 μm , 多数锆石呈自形、半自形的长柱—短柱状, 少数晶形较好, 呈明显的四方双锥晶体(图 4). 在 CL 图像中, 大多数锆石颗粒阴极发光较弱或不显示阴极发光, 其内部结

构多为斑杂状分带或海绵状分带, 少数锆石可见岩浆环带的残留(图 4). 本次共测定 25 颗锆石, 具体的 U-Pb 年代学测试数据见表 1, 锆石微量元素(包括分布在其附近的五龙黑云母二长花岗岩和三股流花岗闪长岩)见表 2. 花岗伟晶岩锆石具有较低的 Th 含量($278\times 10^{-6}\sim 1\,529\times 10^{-6}$)和高的 U 含量($1\,653\times 10^{-6}\sim 38\,179\times 10^{-6}$), 因此其拥有极低的 Th/U 比值(0.018~0.081). 此外, 花岗伟晶岩锆石拥有着较高的稀土元素含量($\Sigma\text{REE} = 3\,286\times 10^{-6}\sim 12\,686\times 10^{-6}$), 平均值为 $5\,933\times 10^{-6}$. 其稀土分配表现出明显的重稀土元素富集, 轻稀土元素亏损, 明显的负 Eu 异常特征(图 5).

表 2 锆石微量元素组成(10^{-6})
Table 2 zircon trace elements (10^{-6}) data

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δCe	Hf	Y	Nb	Ta
花岗伟晶岩																				
D18-A-N-03	34.27	59.43	9.59	52.18	91.82	0.13	274	88	817	198	921	261	4 117	718	7 642	0.78	102 788	9 877	154	617
D18-A-N-04	13.48	16.92	5.10	33.96	65.92	0.71	252	93	891	197	766	171	2 033	280	4 819	0.49	83 643	10 540	381	109
D18-A-N-05	19.57	39.50	9.11	52.50	77.36	0.90	206	81	881	235	1 100	279	3 724	585	7 290	0.71	89 998	10 808	599	346
D18-A-N-06	5.04	13.13	3.76	21.85	51.51	0.76	213	82	857	210	881	218	2 873	440	5 870	0.69	97 588	11 118	179	240
D18-A-N-07	2.76	9.44	2.02	16.44	32.98	0.33	121	50	588	165	789	214	3 008	489	5 488	0.92	82 844	6 781	275	368
D18-A-N-08	2.73	22.03	1.60	12.21	24.16	0.33	108	53	691	208	981	246	3 173	483	6 007	2.48	83 519	8 468	224	156
D18-A-N-09	10.85	21.22	7.53	53.70	146.38	0.75	548	183	1 632	358	1 408	324	4 105	624	9 422	0.54	81 360	17 318	404	147
D18-A-N-10	2.15	7.31	2.09	21.41	52.11	0.27	187	69	662	152	682	213	3 616	631	6 299	0.75	86 474	8 022	141	463
D18-A-N-11	1.99	5.65	1.07	7.06	19.36	0.19	96	41	492	145	721	200	2 822	469	5 021	0.92	96 520	6 318	333	439
D18-A-N-12	3.94	17.87	2.74	20.26	41.12	0.65	183	83	939	240	1 036	251	3 197	473	6 488	1.26	116 478	11 492	374	242
D18-A-N-13	23.09	52.75	11.92	80.58	201.70	0.56	717	236	2 147	473	1 871	438	5 575	859	12 686	0.76	86 362	22 290	373	181
D18-A-N-14	4.54	13.68	3.54	34.96	85.44	0.23	296	92	880	219	940	229	3 009	468	6 275	0.78	105 307	11 051	265	310
D18-A-N-15	5.88	13.81	3.88	33.18	76.86	0.42	281	86	829	202	898	240	3 488	572	6 729	0.67	90 817	9 451	248	302
D18-A-N-17	6.91	16.36	4.22	30.20	67.68	0.51	235	89	931	238	1 094	285	3 957	620	7 575	0.71	93 199	10 883	294	391
D18-A-N-18	2.93	8.25	2.01	13.92	40.55	0.37	156	70	742	183	873	264	4 241	735	7 331	0.79	83 828	9 699	262	337
D18-A-N-19	4.91	14.75	4.38	33.79	90.09	0.42	298	103	961	210	813	186	2 292	319	5 332	0.71	104 082	10 216	176	172
D18-A-N-20	5.26	9.74	3.80	26.77	54.73	0.69	205	77	786	192	800	184	2 282	334	4 960	0.5	106 096	9 365	300	173
D18-A-N-21	6.51	18.73	4.76	34.61	72.02	0.74	298	106	1 064	264	1 119	260	3 280	501	7 031	0.77	82 809	15 362	603	271
D18-A-N-22	7.54	13.85	3.93	29.07	81.23	0.35	282	106	1 019	254	1 128	288	3 959	627	7 800	0.61	104 976	12 978	335	461
D18-A-N-23	7.81	16.65	7.19	73.62	177.51	2.87	490	139	1 215	285	1 250	334	4 933	861	9 793	0.49	81 202	15 599	418	341
D18-A-N-24	7.12	22.89	3.91	26.69	32.69	0.49	119	45	530	153	779	225	3 332	557	5 834	1.03	87 503	7 550	860	469
D18-A-N-26	25.88	25.25	11.25	72.77	126.02	1.56	406	138	1 277	288	1 117	246	2 958	415	7 107	0.36	81 714	14 225	550	187
D18-A-N-27	3.42	10.92	1.65	9.46	18.25	0.20	127	70	792	198	821	197	2 381	329	4 959	1.10	110 957	10 310	284	231
D18-A-N-28	7.60	17.27	3.46	21.14	34.52	0.46	136	55	592	155	696	180	2 461	402	4 761	0.81	81 636	8 239	385	268
D18-A-N-29	1.43	5.26	1.73	11.88	33.75	0.07	131	54	559	140	606	147	1 860	277	3 827	0.69	100 547	6 518	160	209
花岗闪长岩																				
D18-B-N-01	5.44	85.03	1.93	15.36	18.43	2.17	86	26	319	111	520	103	1 117	180	2 590	6.31	32 593	4 034	5.10	2.15
D18-B-N-02	6.24	55.89	2.35	18.72	17.33	3.06	78	24	271	93	424	81	840	141	2 054	3.51	25 757	3 324	2.18	1.02
D18-B-N-03	2.09	44.94	0.65	4.15	6.19	0.96	29	9	120	43	207	42	470	79	1 058	9.20	28 869	1 573	3.36	1.29
D18-B-N-04	28.96	142.02	8.92	45.40	19.02	1.52	64	21	254	93	448	91	993	167	2 376	2.11	33 076	3 293	7.03	3.05
D18-B-N-05	0.02	43.29	0.14	3.18	6.36	1.26	34	11	137	50	238	48	519	88	1 179	87.87	30 321	1 772	3.32	1.33

续表2

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δCe	Hf	Y	Nb	Ta
D18-B-N-07	18.18	115.83	5.62	24.72	12.58	1.43	51	17	211	77	374	75	829	138	1 950	2.74	30 378	2 770	6.64	2.32
D18-B-N-08	24.99	163.2	8.99	49.52	23.98	1.81	82	25	313	111	539	108	1 204	200	2 853	2.62	34 464	4 046	16.4	6.53
D18-B-N-09	8.89	77.31	2.96	16.14	11.12	1.44	44	13	168	59	278	55	615	102	1 454	3.61	29 376	2 139	4.39	1.72
D18-B-N-10	7.72	80.97	3.00	21.57	20.67	2.59	86	26	310	111	513	99	1 063	176	2 519	4.05	28 861	3 820	4.89	1.72
D18-B-N-11	16.34	99.89	4.71	24.43	13.21	1.59	54	18	218	81	394	81	889	151	2 045	2.71	31 426	2 894	6.15	2.67
D18-B-N-12	4.29	60.32	2.25	23.87	26.77	4.23	99	27	305	98	411	77	785	124	2 047	4.62	25 135	3 362	2.45	0.96
D18-B-N-13	46.89	201.51	13.79	68.68	20.66	1.54	69	20	259	93	440	89	978	163	2 465	1.89	32 787	3 293	9.52	3.81
D18-B-N-14	0.27	52.68	0.38	5.43	10.49	1.47	50	15	194	70	332	65	719	124	1 639	32.91	28 415	2 521	4.15	1.82
D18-B-N-15	10.11	90.54	3.57	19.75	12.16	1.13	52	18	234	87	424	88	993	166	2 200	3.62	33 521	3 185	9.63	4.51
D18-B-N-17	9.64	81.41	2.90	14.84	9.36	0.94	42	13	173	63	305	63	704	118	1 600	3.67	33 309	2 321	6.55	2.96
D18-B-N-18	16.46	127.37	5.75	31.09	19.63	2.01	80	25	311	111	531	106	1 149	191	2 707	3.14	33 558	3 932	7.87	3.30
D18-B-N-19	6.98	90.07	2.08	13.24	9.97	0.98	51	17	214	79	380	79	867	147	1 956	5.64	34 296	2 951	9.73	3.88
D18-B-N-20	39.21	160.95	10.94	51.27	16.07	1.53	53	15	191	70	334	67	749	122	1 881	1.84	31 522	2 542	6.68	2.61
D18-B-N-21	2.19	81.39	1.00	8.22	10.51	1.23	57	19	235	85	412	83	918	152	2 065	13.19	31 579	3 087	7.26	2.88
D18-B-N-22	1.01	66.89	0.50	7.34	10.57	1.25	48	15	187	69	334	68	749	128	1 684	22.60	32 672	2 473	5.96	2.76
D18-B-N-25	0.50	49.83	0.31	4.64	7.62	1.35	41	11	140	49	233	45	502	82	1 166	29.63	29 476	1 818	3.16	1.19
D18-B-N-26	33.09	161.92	11.18	52.37	20.43	1.71	64	19	238	85	407	80	906	149	2 230	2.02	31 947	3 120	7.56	2.96
D18-B-N-27	75.67	244.60	21.68	96.66	25.07	2.17	62	16	203	72	335	67	734	124	2 079	1.44	30 668	2 589	5.74	2.29
D18-B-N-28	5.29	63.96	1.54	12.19	11.56	1.62	50	16	195	70	328	66	709	119	1 649	5.34	30 643	2 516	4.30	1.62
D18-B-N-29	2.22	50.86	0.82	6.97	7.93	1.12	33	11	131	46	211	41	463	75	1 081	9.08	27 551	1 624	2.90	1.08
D18-B-N-30	0	56.62	0.15	2.94	6.76	0.96	35	12	152	57	275	57	643	105	1 403	110.67	30 801	2 121	6.72	2.38
黑云母二长花岗岩																				
D18-J-N-03	1.44	28.99	0.97	6.96	7.34	2.18	48	21	315	122	605	129	1 429	220	2 936	5.68	46 063	4 384	38.99	16.34
D18-J-N-04	5.17	24.97	1.10	5.16	5.98	0.50	49	25	397	163	854	187	2 094	332	4 144	2.40	49 134	5 976	38.31	24.65
D18-J-N-05	1.55	23.77	1.15	7.40	8.23	2.94	53	25	398	160	840	181	2 035	314	4 052	4.09	50 244	5 956	44.86	24.73
D18-J-N-06	0	9.12	0.05	0.57	2.66	0.22	30	18	295	120	640	149	1 748	285	3 298	59.45	55 533	4 492	32.80	25.32
D18-J-N-09	3.35	66.68	3.00	16.58	25.43	6.15	126	46	605	206	940	182	1 863	274	4 363	4.67	41 150	7 422	80.46	20.25
D18-J-N-10	2.36	15.89	1.57	8.36	8.74	2.14	56	30	504	192	1 083	288	3 891	664	6 747	1.92	58 823	7 592	61.43	42.62
D18-J-N-11	0.15	58.19	0.32	5.88	11.73	3.64	57	19	222	79	367	71	748	120	1 763	47.00	28 568	2 794	6.41	1.85
D18-J-N-15	0.78	15.14	0.84	5.14	5.97	0.96	40	18	288	115	597	128	1 427	224	2 866	3.99	50 373	4 222	30.03	17.92
D18-J-N-16	0.26	9.48	0.30	2.04	3.03	0.52	33	21	361	154	852	195	2 256	359	4 246	7.05	55 870	5 713	38.20	28.46
D18-J-N-17	0.07	24.66	0.48	10.62	17.15	2.36	80	23	277	98	452	86	926	151	2 149	14.72	26 447	3 456	5.64	1.05
D18-J-N-19	0.01	22.18	0.07	0.88	6.84	0.75	66	30	460	184	928	192	2 093	318	4 301	88.93	39 309	6 647	48.41	16.96
D18-J-N-20	0.08	64.06	0.57	10.46	21.36	6.53	122	41	499	170	766	142	1 454	223	3 520	31.94	27 441	5 967	16.17	3.29
D18-J-N-23	0.10	31.75	0.50	7.25	14.79	3.54	59	19	239	83	392	76	824	134	1 883	17.72	28 348	2 970	6.82	2.32
D18-J-N-24	0	12.26	0.04	0.55	3.34	0.35	33	18	296	121	642	138	1 552	245	3 062	102.05	49 551	4 437	29.89	19.72
D18-J-N-27	0.09	35.71	0.36	7.33	15.64	4.12	79	25	323	116	532	101	1 052	166	2 458	27.30	29 387	4 106	8.14	2.63
D18-J-N-30	0.01	9.92	0.02	0.65	2.22	0.34	29	15	251	104	553	120	1 350	214	2 649	130.60	46 694	3 884	26.57	17.27

25 个锆石 U-Pb 测年数据显示, 它们的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分布范围较广(172.6~140.9 Ma), 且谐和度不一, 一部分分布在谐和线上或附近, 一部分远离谐和线(图 6a). 锆石点号为 10、12、17、22、27 和 29 的年龄值集中, 且分布在谐和线上或附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 144.3 ± 2.7 Ma (MSWD = 0.37)(图 6b).

3.2 全岩地球化学

三股流地区花岗伟晶岩主量元素和微量元素测试结果列于表 3.

花岗伟晶岩 SiO_2 含量较高, 介于 72.8%~74.7%, Al_2O_3 的含量为 14.2%~15.2%, Na_2O 的含量为 2.82%~6.19%, K_2O 的含量为 2.10%~8.28%, 全碱含量 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.25\% \sim 11.10\%$. A/CNK 值从 1.05 到 1.10, 显示弱过铝质性质(图

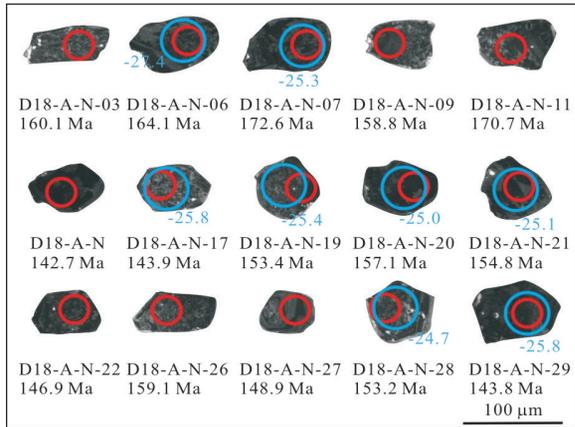


图 4 典型锆石阴极发光(CL)图像
Fig. 4 Representative zircon CL images

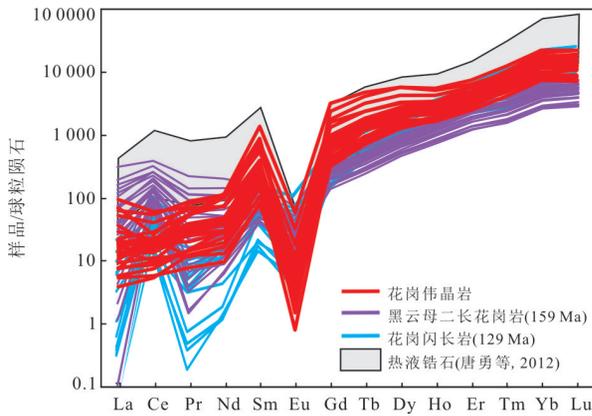


图 5 锆石的球粒陨石标准化REE配分图
Fig. 5 Chondrite-normalized REE-pattern for zircons
标准化数值据 Boynton(1984)

7a). 在 K_2O-SiO_2 判别图中, 样品主要落在中—高钾碱性系列岩石 (图 7b). 样品的 FeO, Fe_2O_3 和

MgO 含量较低, 分别为 $0.36\% \sim 0.81\%$, $0.24\% \sim 0.42\%$ 和 $0.07\% \sim 0.13\%$, 其 $Mg\#$ 值为 $12 \sim 22$.

花岗伟晶岩稀土元素总含量较低, $\Sigma REE = 7.02 \times 10^{-6} \sim 39.1 \times 10^{-6}$, $(La/Yb)_N = 0.65 \sim 2.94$, 轻重稀土元素分馏不明显 (图 8a). 样品显示出较明显的负 Eu 异常, $\delta Eu = 0.23 \sim 0.86$. 在原始地幔标准化微量元素蛛网图上 (图 8b), 花岗伟晶岩 Ba、Nb、Ti、Zr 等元素表现出明显的负异常, Rb、U、K、Pb 等元素表现出显著的正异常.

3.3 锆石 Lu-Hf 同位素

在紧邻锆石 U-Pb 年龄分析测试点的位置对研究区花岗伟晶岩进行了锆石 Lu-Hf 同位素组成测定, 分析结果见表 4. 所有的测点均具有较低的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值 ($0.000462 \sim 0.001059$), 表明锆石在形成后基本没有明显的放射性 Hf 同位素的积累, 所测定的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值可以代表其形成时体系的 Hf 同位素组成 (吴福元等, 2007). 研究区花岗伟晶岩中的 10 颗锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值为 $0.281898 \sim 0.281981$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 为 $-27.4 \sim -24.7$, 二阶段模式年龄 (T_{DM2}) 为 $2.91 \sim 2.74$ Ga (图 9).

4 讨论

4.1 花岗伟晶岩的锆石类型与形成时代

分选自花岗伟晶岩中的锆石, 在 CL 图像中发光十分微弱甚至不发光, 大多数锆石内部结构为斑杂状分带或海绵状分带, 少见岩浆震荡环带 (图 4), 这些特征与岩浆锆石特征不吻合. 除锆石 CL 图像外, 其微区微量元素组成在识别判断锆石类型上也

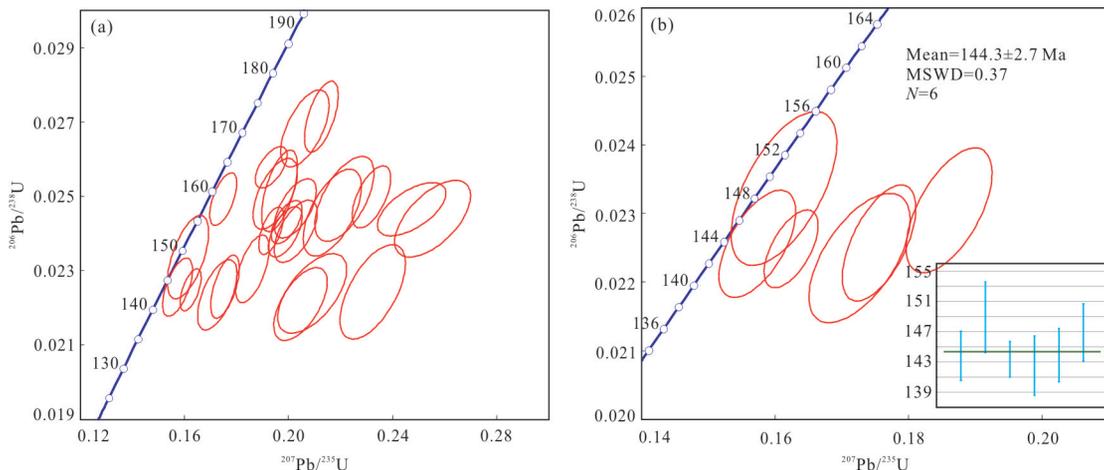


图 6 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图和加权平均年龄图
Fig. 6 LA-ICP-MS U-Pb concordia diagrams and weighted average diagrams

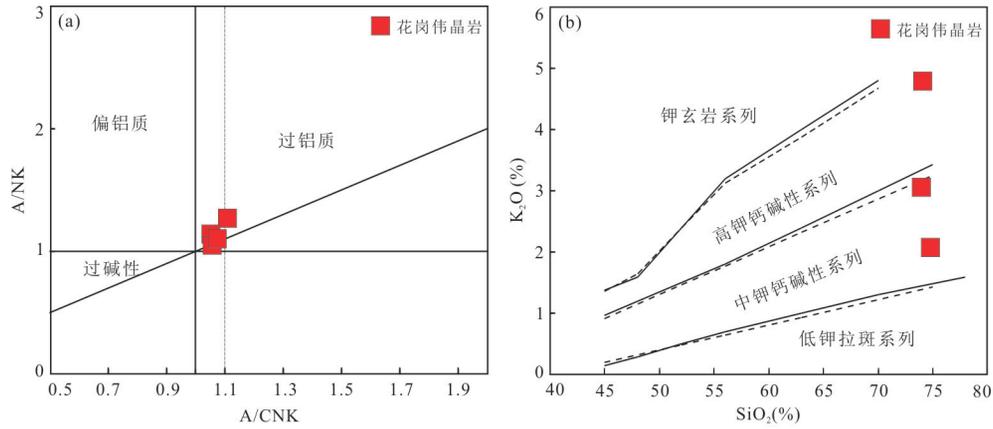


图 7 A/NK-A/CNK图(a)和K₂O-SiO₂图(b)

Fig. 7 A/NK-A/CNK (a) and K₂O-SiO₂ (b) diagrams

a. 据 Maniar and Piccoli(1989); b. 据 Peccerillo and Taylor(1976); A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O); A/NK = Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)

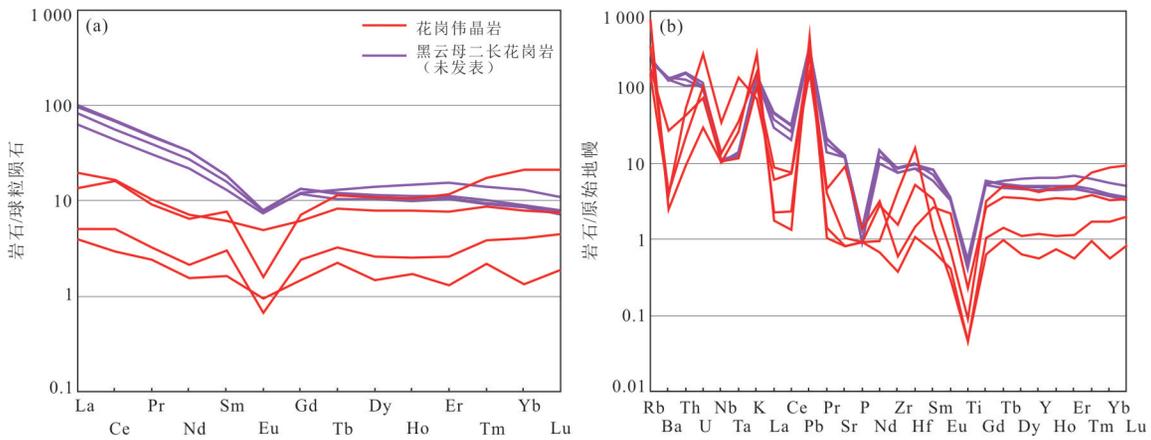


图 8 稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网(b)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE-pattern (a) and primitive-mantle normalized trace elements spider diagrams (b)

a. 标准化数值据 Boynton(1984); b. 标准化数值据 Sun and McDonough(1989)

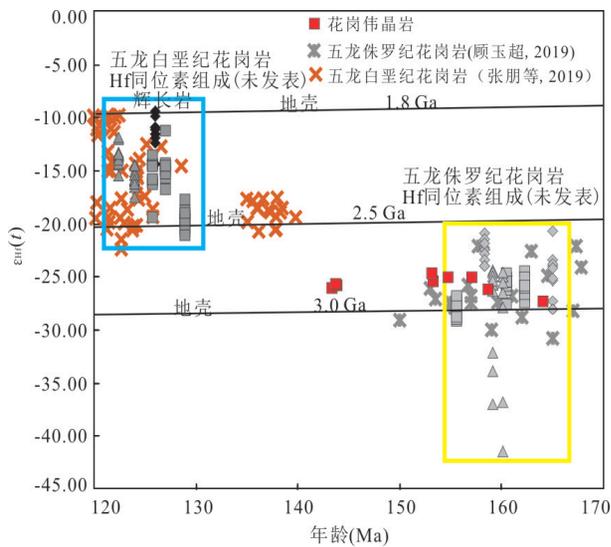


图 9 $\epsilon_{Hf}(t)$ vs. 年龄 (Ma) 图

Fig. 9 $\epsilon_{Hf}(t)$ vs. age (Ma) diagram

可提供重要信息,因为锆石封闭温度较高,在其结晶时能很好地保留锆石形成时候的各种微量元素信息,而这些信息在后期地质时间中也基本保持不变(钱焯等,2012).Hoskin(2005)认为,从流体中结晶产生的锆石的Th/U比值一般都低于0.1,这与花岗伟晶岩锆石极低的Th/U(0.018~0.081)比值相吻合,暗示分选自花岗伟晶岩的锆石可能为热液锆石.此外,与分布在三股流花岗伟晶岩附近地区的五龙黑云母二长花岗岩(159 Ma)和三股流花岗闪长岩(129 Ma)相比,三股流花岗伟晶岩具有以下特点:(1)花岗伟晶岩锆石拥有较高的稀土元素含量,其 $\Sigma REE = 3\ 286 \times 10^{-6} \sim 12\ 686 \times 10^{-6}$,平均值为 $5\ 933 \times 10^{-6}$,而五龙黑云母二长花岗岩(159 Ma)和三股流花岗闪长岩(129 Ma)锆石稀土元素含量平均值分别为 $3\ 374 \times 10^{-6}$ 和 $1\ 920 \times 10^{-6}$ (表 2,图

表 3 全岩主量元素(%)、微量元素(10^{-6})组成Table 3 Major elements (%) and trace elements (10^{-6}) data

样品	D18-A-Q1	D18-A-Q2	D18-A-Q3	D18-A-Q4
	花岗伟晶岩			
SiO ₂	74.7	73.9	72.8	74.1
Al ₂ O ₃	14.3	15.2	14.5	14.2
Fe ₂ O ₃	0.42	0.24	0.28	0.27
FeO	0.63	0.59	0.36	0.81
CaO	0.65	1.04	0.09	0.33
MgO	0.10	0.13	0.07	0.08
K ₂ O	2.10	3.08	8.28	4.82
Na ₂ O	6.19	5.17	2.82	4.53
TiO ₂	0.02	0.05	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.02	0.02
MnO	0.20	0.08	0.06	0.13
LOI	0.57	0.51	0.37	0.33
Total	99.90	99.92	99.64	99.57
Na ₂ O+K ₂ O	8.29	8.25	11.10	9.35
FeO ^T	1.01	0.81	0.61	1.05
Mg#	17	25	19	14
A/CNK	1.05	1.10	1.05	1.07
Li	0.16	0.52	0.75	0.45
Be	5.92	2.35	1.65	2.54
B	3.49	4.93	4.74	3.16
Sc	1.69	1.66	1.20	0.61
V	1.99	1.53	2.30	1.49
Cr	6.64	8.93	19.04	17.20
Mn	1 481	565	362	965
Co	1.16	0.83	0.88	2.06
Ni	4.01	3.17	4.00	4.57
Cu	9.40	3.26	4.63	8.57
Zn	6.85	11.14	4.63	7.26
Ga	17.67	20.85	16.97	21.70
Ge	3.25	2.32	2.77	3.43
As	1.68	1.16	1.21	1.40
Se	1.58	1.36	0.73	0.90
Rb	94	114	502	224
Sr	22	196	17	18
Y	19.46	15.30	2.58	5.51
Zr	18	7	4	49
Nb	24.54	7.57	7.50	9.79
Mo	0.57	0.52	1.24	1.13
Ag	0.06	0.05	0.08	0.11
Cd	0.15	0.00	-0.01	0.26
Sn	1.04	2.72	2.68	2.05
Sb	1.07	0.92	0.86	1.23
Cs	0.59	0.56	3.16	0.65
Ba	27	192	17	29
La	4.26	6.20	1.23	1.59

续表3

样品	D18-A-Q1	D18-A-Q2	D18-A-Q3	D18-A-Q4
	花岗伟晶岩			
Ce	13.16	13.54	2.39	4.17
Pr	1.14	1.27	0.30	0.40
Nd	3.90	4.37	0.93	1.30
Sm	1.53	1.20	0.32	0.59
Eu	0.12	0.37	0.07	0.05
Gd	1.89	1.61	0.39	0.64
Tb	0.55	0.40	0.11	0.16
Dy	3.55	2.56	0.47	0.84
Ho	0.78	0.57	0.12	0.19
Er	2.47	1.63	0.28	0.56
Tm	0.57	0.29	0.07	0.13
Yb	4.45	1.65	0.28	0.86
Lu	0.71	0.25	0.06	0.15
Hf	1.63	0.46	0.34	4.92
Ta	5.51	0.49	1.08	1.46
W	0.86	0.57	0.58	0.71
Tl	0.45	0.56	2.60	1.03
Pb	11.32	19.57	33.26	20.83
Bi	0.07	0.03	0.07	0.04
Th	4.59	3.61	0.79	1.90
U	5.80	1.53	0.63	2.18
ΣREE	39.06	35.90	7.02	11.61
δEu	0.23	0.86	0.65	0.26
Nb/Ta	4.45	15.53	6.95	6.72
Zr/Hf	10.93	14.76	12.67	9.86
(La/Yb) _N	0.65	2.54	2.94	1.24
TE1	0.95	0.80	0.78	0.90
TE3	1.16	1.05	1.03	1.05
TE1,3	1.05	0.92	0.90	0.97
Di	94	92	98	95

10a); (2) 三股流花岗伟晶岩锆石显示较弱的 Ce 异常 (平均 $\delta\text{Ce} = 0.81$), 与岩浆锆石明显的正 Ce 异常形成鲜明对比 (图 10b); (3) 三股流花岗伟晶岩锆石比岩浆锆石更富集 Ta、Nb、Y 和 Hf 等元素 (图 10d, 10e, 10f, 10g). 上述这些特点表明花岗伟晶岩锆石与岩浆锆石特征相去甚远, 而与热液锆石特征相吻合 (Hoskin, 2005), 进一步暗示花岗伟晶岩的锆石可能为热液锆石. 此外, 如图 5 所示, 花岗伟晶岩锆石的球粒陨石标准化稀土配分图与分布在其附近的典型岩浆锆石球粒陨石标准化稀土配分图明显不同, 而与新疆阿尔泰山地区伟晶岩的热液锆石球粒陨石标准化稀土配分图相似 (唐勇等, 2012). 在 $(\text{Sm}/\text{La})_N - \text{La}$ 和 $\text{Ce}/\text{Ce}^* - (\text{Sm}/\text{La})_N$ 判别图解中 (图 11a, 11b), 花岗伟晶岩锆石与 Hoskin (2005) 所

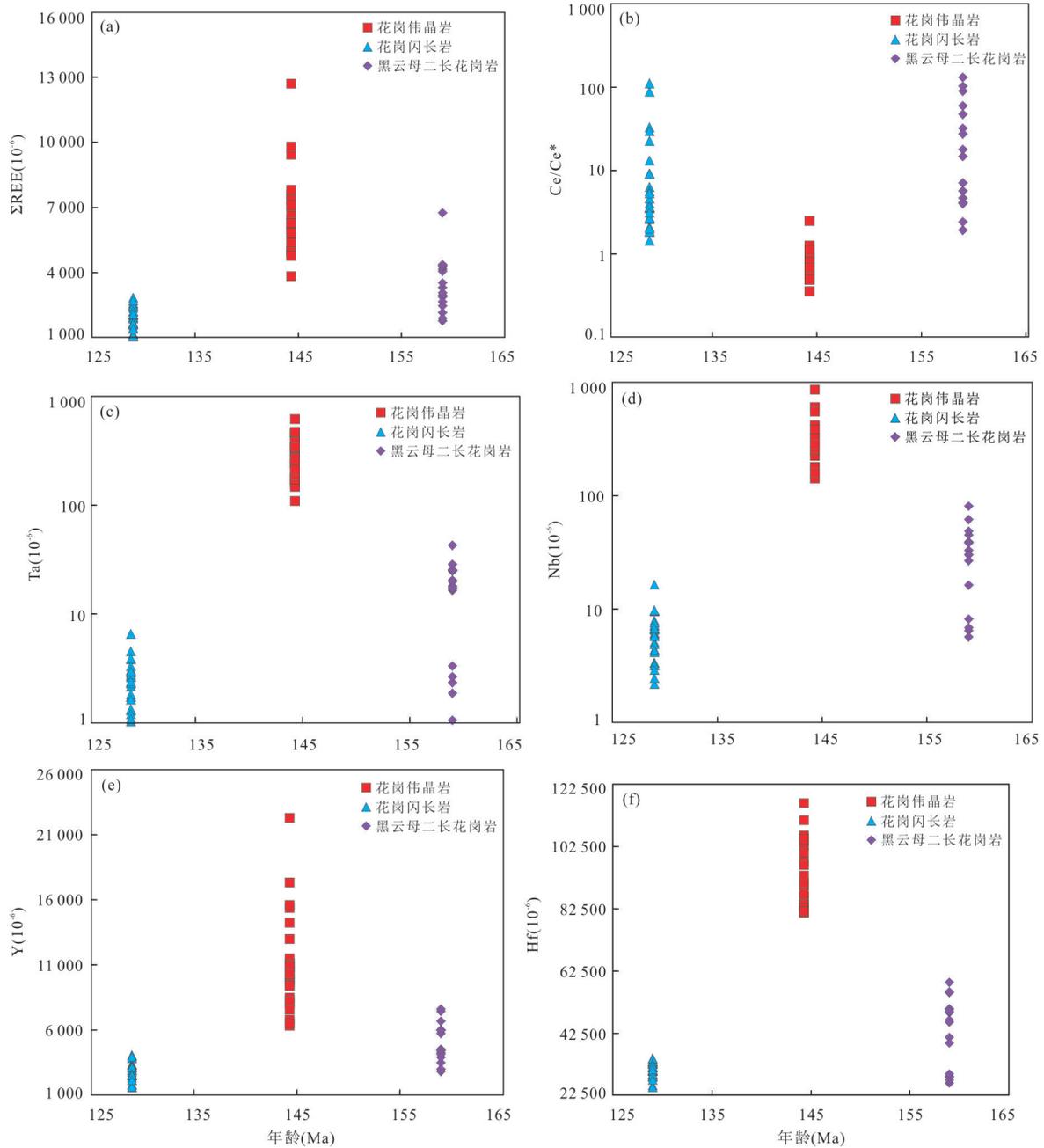


图 10 锆石微量元素对比图

Fig. 10 Zircon trace elements diagrams

研究的热液锆石相似,而与岩浆锆石明显不同.综上所述,我们认为花岗伟晶岩锆石为典型的热液锆石.

锆石 U-Pb 定年结果显示,花岗伟晶岩锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围为 172.6 ~ 140.9 Ma. 并且这些数据谐和程度不一,有相当一部分的锆石测点在 U-Pb 年龄图谱上显得十分分散,相对而言远离谐和线,分布在其右侧(图 6a). 因此,这些测点代表的年龄应该给予认真的考虑. 三股流地区花岗伟晶岩侵入晚侏罗世黑云母二长花岗岩(159 Ma),被三股流

岩体(129 Ma)侵入(图 2). 因此,159 Ma 可以作为花岗伟晶岩年龄上限,锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄处于 159 ~ 173 Ma 区间范围的锆石可能为捕获锆石,或捕获锆石重结晶的产物,这也与其少数锆石有岩浆震荡环带残留相吻合. 除此之外,我们在五龙地区所获得的侏罗世花岗岩都存在大量古老的捕获锆石(2 499.7 ~ 1 820.4 Ma)与少量二叠-三叠世捕获锆石(253.8 ~ 217.5 Ma),这与辽东半岛其他侏罗世花岗岩相类似(Wu *et al.*, 2005b),而与花岗伟晶岩明

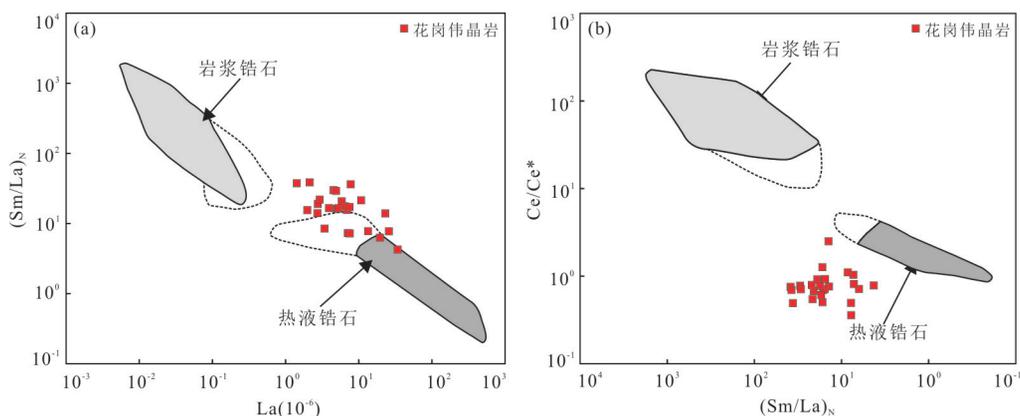


图 11 锆石 $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$ -La 图(a)和锆石 $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$ 图(b. 据 Hoskin, 2005)

Fig. 11 Zircon $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$ -La diagram (a) and $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$ diagram (b. after Hoskin, 2005)

显不同,这一点也同样可以支持花岗伟晶岩中的侏罗世锆石可能为捕获锆石而不能代表其形成年龄。另外,一些谐和度较差的锆石的 U-Pb 年龄也不能代表其形成年龄,我们推测这些锆石可能(1)内部经历了强烈的蜕晶质化作用;(2)Pb 丢失;(3)锆石中存在包裹体所带来的分析误差;(4)普通铅含量过高所致。如上所述,三股流花岗伟晶岩锆石为明显的热液锆石,表示其成岩介质是母岩浆高度结晶分异后的富含热液的残余岩浆。因此,热液锆石的年龄应该可以代表其形成年龄。25 个测试点中,谐和度较好且较年轻的 6 个测点显示其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $144.3 \pm 3.2 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.44$) (图 6b),能够大致代表花岗伟晶岩的结晶年龄。

4.2 花岗伟晶岩成因

根据矿物组成, Dill (2017) 将伟晶岩分为无矿化伟晶岩 (barren pegmatites) 和稀有元素伟晶岩 (rare-element pegmatites)。其中无矿化伟晶岩矿物组成较为简单,仅由长石、石英和云母组成,这些特征与三股流花岗伟晶岩相似。而稀有元素伟晶岩较为特殊,除常含大量副矿物外,其含有大量的稀有元素如 Li、Nb、Ta、Be、Cs、B、P、F、REE、Sc、U、Th、Sn、W、Zr 和 Bi 等。与上述稀有元素伟晶岩特点不同,三股流花岗伟晶岩上述稀有元素含量较低,如 Li 含量为 $0.16 \times 10^{-6} \sim 0.75 \times 10^{-6}$, REE 总含量为 $7.02 \times 10^{-6} \sim 39.1 \times 10^{-6}$ 。因此,本文认为三股流花岗伟晶岩为无矿化伟晶岩。

一般情况下,稀土元素中,除 Eu 元素外,其他元素在球粒陨石标准化图解上表现为一条光滑的曲线,且大多数花岗类岩石的稀土元素表现为右倾的光滑曲线 (Wu *et al.*, 2017)。但有一些花岗类岩石,其在球粒陨石标准化图解上表现为特殊的分布样

式,我们将其称作“四分组效应 (REE tetrad)”,其普遍存在于高分异花岗岩和伟晶岩中。花岗伟晶岩稀土元素 TE1 值为 $0.78 \sim 0.95$, TE3 值为 $1.03 \sim 1.16$, TE1,3 值为 $0.90 \sim 1.05$ (表 3); 其 TE1 值与 TE1,3 值并不高,但 TE3 值较高。且花岗伟晶岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图确实与花岗类岩石的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图存在显著不同,如与黑云母二长花岗岩明显不同 (图 8a), 显示出一定的四分组效应,可能为后期岩浆高度分异导致。Nb-Ta 和 Zr-Hf 都是高场强元素,它们的离子价态和离子半径相同和相似,因此它们拥有相似的地球化学行为, Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值在一般的岩浆体系中并不发生数值上的明显的变化,但当岩浆由于分异而发生明显改变时,这些比值将显著变小 (Ballouard *et al.*, 2016)。因此,全岩的 Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值可以用来判别岩体的分异程度 (Ballouard *et al.*, 2016; Wu *et al.*, 2017)。三股流花岗伟晶岩全岩的 $\text{Nb}/\text{Ta} = 4.45 \sim 15.53$ (平均值为 8.41), $\text{Zr}/\text{Hf} = 9.86 \sim 14.76$ (平均值为 12.05), 其值明显低于球粒陨石 ($\text{Nb}/\text{Ta} = 19.9 \pm 0.6$, $\text{Zr}/\text{Hf} = 34.3 \pm 0.3$; Munker *et al.*, 2003) 和大陆地壳的数值 (平均 Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值分别为 13.4 左右和 36.7 左右; Rudnick and Gao, 2004), 表明花岗伟晶岩发生了明显的分异作用。此外,三股流花岗伟晶岩稀土元素含量趋低、轻重稀土比值趋小和 Eu 负异常加大,也表明其经历了明显的分异作用。除上述特征之外,三股流花岗伟晶岩的锆石 Hf 元素含量异常高 ($81\ 202 \times 10^{-6} \sim 116\ 478 \times 10^{-6}$), 而分布在花岗伟晶岩附近的五龙黑云母二长花岗岩 (159 Ma) 和三股流花岗闪长岩 (129 Ma) 的锆石 Hf 元素含量仅为 $28\ 569 \times 10^{-6} \sim 58\ 823 \times 10^{-6}$ 和 $25\ 135 \times 10^{-6} \sim$

表 4 锆石 Lu-Hf 同位素组成
Table 4 Zircon Lu-Hf isotopic compositions

样品	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	ϵ_{Hf}	T_{DM1} (Ma)	T_{DM2} (Ma)
D18-A-N-06	164.1	0.021 215	0.000 240	0.000 617	0.000 006	0.281 898	0.000 014	-27.4	1 883	2 913
D18-A-N-07	172.7	0.028 498	0.000 188	0.000 872	0.000 008	0.281 953	0.000 010	-25.3	1 819	2 790
D18-A-N-08	158.7	0.031 113	0.000 217	0.001 003	0.000 007	0.281 935	0.000 013	-26.2	1 851	2 839
D18-A-N-12	143.4	0.033 118	0.001 447	0.000 914	0.000 035	0.281 949	0.000 011	-26.1	1 828	2 817
D18-A-N-17	143.9	0.026 125	0.000 466	0.000 834	0.000 015	0.281 956	0.000 011	-25.8	1 814	2 800
D18-A-N-19	153.4	0.017 279	0.000 103	0.000 462	0.000 001	0.281 960	0.000 008	-25.4	1 792	2 785
D18-A-N-20	157.1	0.022 471	0.000 318	0.000 612	0.000 008	0.281 968	0.000 011	-25.0	1 787	2 765
D18-A-N-21	154.8	0.024 482	0.000 468	0.000 738	0.000 018	0.281 968	0.000 011	-25.1	1 793	2 767
D18-A-N-28	153.2	0.024 285	0.000 500	0.000 737	0.000 011	0.281 981	0.000 011	-24.7	1 775	2 741
D18-A-N-29	143.8	0.034 584	0.000 624	0.001 059	0.000 017	0.281 957	0.000 011	-25.8	1 823	2 799

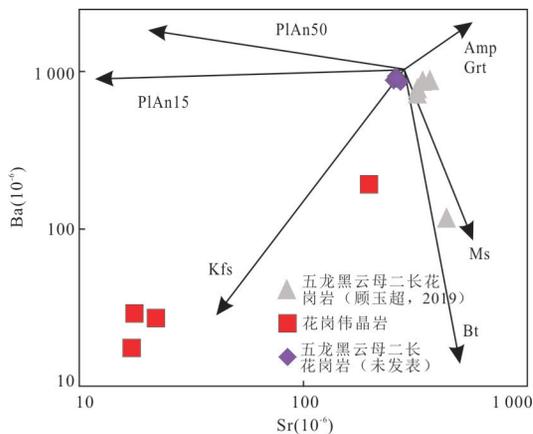


图 12 Ba-Sr 图解
Fig. 12 Ba-Sr diagram

34.464×10^{-6} (表 2, 图 10f), 表明花岗伟晶岩的锆石为富 Hf 锆石. 而富 Hf 锆石是岩体进行了较高的分异作用的副矿物标志 (Wu *et al.*, 2017), 进一步表明花岗伟晶岩的高分异特征, 这也与其具有较高的分异指数 ($Di=92\sim 98$) 相一致. 花岗伟晶岩亏损 Ba 和 Eu 可能为斜长石的分离结晶造成, P 和 Ti 的亏损可能由磷灰石和钛铁矿的分离结晶造成. 并且, 在图 12 花岗伟晶岩也展现出明显的钾长石的分离结晶趋势.

空间上, 花岗伟晶岩侵入晚侏罗世五龙黑云母二长花岗岩, 被三股流早白垩世石英闪长岩、斑状二长花岗岩侵入. 锆石 U-Pb 年代学表明, 花岗伟晶岩锆石为热液锆石, 其锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 144.3 ± 2.7 Ma. 伟晶岩通常被认为是由高度分异、富挥发分的花岗质残余岩浆在适当的条件下缓慢结晶而成 (Jahns and Burnham, 1969). 三股流花岗伟晶岩以富 Si、Al、碱, 贫 Fe、Mg, 富集大离子亲石

元素, 亏损高场强元素为特征, 表现出明显的壳源属性 (Rudnick and Gao, 2004). 由于伟晶岩的特殊性, 较高的分异程度, 只用全岩地球化学来判断源区性质较为困难, 而锆石 Hf 同位素在追索岩浆岩物源方面具有明显的优势 (吴福元等, 2007). 三股流花岗伟晶岩的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值较为集中, 为 $-27.4\sim -24.7$, T_{DM2} 为 $2.91\sim 2.74$ Ga, 与五龙中晚侏罗世花岗岩 Lu-Hf 同位素组成较为相似 (图 9). 显著的负 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和老的二阶段 Hf 同位素模式年龄表示其源区通常为古老的地壳物质的熔融, 但也有可能源区本身带有较多的放射成因 Hf. 较集中的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值表明花岗伟晶岩的源区相对单一. 然而花岗伟晶岩存在较多的侏罗世捕虏锆石, 且其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和 T_{DM2} 与五龙地区侏罗世花岗类岩石较为相似 (图 9). 因此, 我们推测花岗伟晶岩与五龙侏罗世花岗岩可能存在较大联系. 并且, 前人研究表明在三股流附近的五龙背地区存在晚侏罗世 (146.8 ± 0.8 Ma) 花岗岩 (张朋等, 2019), 其与花岗伟晶岩形成年龄相近, 且地理位置也相近. 因此, 本文推测三股流花岗伟晶岩成因可能为随着晚侏罗世岩浆的冷却和结晶, 残余岩浆结晶分异程度升高, 成岩介质从岩浆状态变为富含热液的岩浆-热液共存体系. 富含热液的残余岩浆注入三股流地区, 随后逐步结晶, 形成了分异程度较高的带有四分组效应的花岗伟晶岩.

4.3 构造背景

华北克拉通是最古老的克拉通之一, 它在中生代经历了复杂的构造演化, 包括古亚洲洋构造体系、扬子板块构造体系、太平洋构造体系和蒙古-鄂霍茨克洋构造体系的演化 (许文良等, 2013; Tang *et al.*, 2018). 在晚二叠世至早三叠世期间, 沿

索伦—西拉木伦—长春—延吉一带发现了同碰撞花岗岩和中压变质作用事件,表明在中三叠世前古亚洲洋已经关闭(孙德有等, 2005; Cao *et al.*, 2013). 此外,在华北克拉通北缘,晚三叠世碱性杂岩、共生镁铁质—超镁铁质岩石、A型花岗岩和双峰火成岩的大量出现(Cao *et al.*, 2013),暗示晚三叠世华北克拉通北缘已进入了古亚洲洋构造体系的后碰撞伸展构造环境. 因此,三股流花岗伟晶岩(144.3 Ma, 早白垩世早期)与古亚洲洋构造体系无关. 大量超高压到高压变质岩(245~210 Ma)和210~170 Ma快速冷却事件在大别—苏鲁造山带被识别出,表明扬子大陆板块的俯冲至少持续到侏罗纪中期(Wang *et al.*, 2007). 虽然在苏鲁造山带及其邻近地区已发现少量晚侏罗系火成岩,然而在大别山造山带却并未发现同时代火成岩,表明自晚侏罗世后华北克拉通北缘岩浆活动与扬子大陆板块构造体系无关(Tang *et al.*, 2018). 因此,三股流花岗伟晶岩与扬子大陆板块构造体系也同样无关.

大量早侏罗世火成岩延中国东部边缘呈大致南北向分布,表明太平洋板块在早侏罗世开始俯冲,并且中国东部的大多数中生代火成岩都被认为与太平洋板块俯冲有关(Wu *et al.*, 2005a, 2005b). 蒙古—鄂霍次克洋构造体系的演化存在较大争论,但其演化史已被限定在泥盆纪—白垩纪,且古地磁学显示,蒙古—鄂霍次克洋在侏罗纪自西向东呈剪刀式闭合,在缝合带最东部,碰撞可能持续到晚侏罗世或早白垩世(Tang *et al.*, 2018). 因此,辽东半岛三股流花岗伟晶岩可能与蒙古—鄂霍次克洋构造体系和或太平洋构造体系有关.

华北克拉通存在大量白垩纪火成岩,然而早白垩世早期(145~135 Ma)岩浆活动却极其稀少(Wu *et al.*, 2005a; Sun *et al.*, 2007; 许文良等, 2013; Tang *et al.*, 2018). 先前研究成果显示早白垩世早期火成岩仅在额尔古纳—兴安地块、松辽盆地以西地区及华北克拉通北缘中段地区零星出露(许文良等, 2013; Tang *et al.*, 2018). 随着华北克拉通地区地质研究的深入,一批新的火成岩被发现,为我们深刻了解该期岩浆活动提供了新的证据. 本次工作收集了辽东半岛最新的一批高质量的侵入岩年代学资料,如岫岩地区分布有早白垩世早期帽盔山二长花岗岩(136.9 Ma, A型花岗岩)、荒地花岗闪长岩(139.0 Ma, 埃达克岩)和朝阳辉长岩(镁铁质岩石, 139.3 Ma)(刘杰勋等, 2016). 此外,在五龙地区五龙

背岩体中还发现了晚侏罗世(146.8 Ma)的二长花岗岩(张朋等, 2019). 这些证据加上本次研究的花岗伟晶岩(144.3 Ma),表明了辽东半岛存在早白垩世早期岩浆活动. 地质学家们根据华北克拉通存在大量的白垩纪A型花岗岩、镁铁质岩石和变质核杂岩等伸展构造,认为白垩纪火成岩均赋存于伸展背景中(Wu *et al.*, 2005a; Tang *et al.*, 2018). 然而,辽东半岛地区伸展构造的发育总体上介于135~106 Ma(Liu *et al.*, 2011),因此,早白垩世早期岩浆活动的构造背景仍需深度研究. 虽然早白垩世早期岩浆活动较为稀少,但辽东地区早白垩世早期帽盔山A型花岗岩和朝阳辉长岩,表明辽东地区早白垩世早期构造环境主要为伸展背景(刘杰勋等, 2016). 伟晶岩可以出现在任何构造背景中,但大规模出现却发生在造山运动后相对宁静的时期,多数伟晶岩为造山后地壳伸展的产物,而在非造山带比较缺乏(Sánchez-Muoz *et al.*, 2017). 因此,结合前人研究成果和本次研究内容,我们认为早白垩世早期岩浆活动可能处于伸展背景中. 然而,早白垩世早期的伸展作用与哪个构造体系有关却存在较大争议. 一批地质学家根据早白垩世早期火成岩仅在中国东北松辽盆地以西地区及华北克拉通北缘中段地区零星出露,松辽盆地以东的陆缘区以及日本和朝鲜半岛缺少该期岩浆作用,判定该期岩浆事件与蒙古—鄂霍次克洋闭合后的所形成的伸展环境有关,而与古太平洋板块的俯冲作用无关(许文良等, 2013; Tang *et al.*, 2018). 然而,应力学研究表明,郯庐断裂在早白垩世早期以应力南北向为主(Sun *et al.*, 2007),又加上盆地(如胶莱盆地、合肥盆地、安徽盆地)和太平洋西部岛链的近南北向分布,表明太平洋可能在此段时间可能发生了近南北向俯冲(Sun *et al.*, 2007). 因此,太平洋构造体系的作用不可忽视.

东北地区早侏罗世火成岩主要分布在额尔古纳—兴安地块、松辽盆地以东地区和朝鲜半岛,其在华北克拉通北缘的辽东半岛也有少量分布. 中侏罗世,东北地区火成岩主要分布在额尔古纳—兴安地块、华北克拉通北缘和朝鲜半岛. 晚侏罗世,东北地区火成岩主要分布在额尔古纳—兴安地块、松辽盆地以西地区和华北克拉通北缘. 早侏罗世火成岩延中国东部边缘呈大致南北向分布,延蒙古—鄂霍次克洋缝合带在额尔古纳—兴安地块呈北东向分布. 从中侏罗世开始,松辽盆地以东地区火成岩分

布极少,同时,朝鲜半岛地区晚侏罗世岩体也很少被发现,表明此时古太平洋板块在中晚侏罗世可能以走滑俯冲为主(许文良等,2013; Tang *et al.*, 2018),古太平洋板块对东北地区影响变浅.然而,华北克拉通北缘中侏罗世和晚侏罗世火成岩分布较早侏罗世明显增加.经过相关地质文献的梳理,我们发现在华北克拉通北缘存在一系列中晚侏罗世S型花岗岩,包括遥林含石榴子石白云母二长花岗岩(176 Ma;孙德等有,2005)、医巫闾山含石榴子石白云母二长花岗岩(153 Ma;Zhang *et al.*, 2008)、哈大图含石榴子石二云母二长花岗岩(169 Ma;孙景贵和连长云,1997)、麻地含石榴子石白云母二长花岗岩(159 Ma;范文博等,2019)和辽东半岛岫岩地区荒地岩体(白云母二长花岗岩、二云母二长花岗岩及斑状二云母花岗岩,161.6 Ma;薛吉祥等,2020),五龙地区中晚侏罗世花岗岩类(165~156 Ma;课题组待刊数据)等,它们沿华北克拉通北缘呈近东西向分布,与蒙古-鄂霍茨克缝合带大致平行.此外,在兴安-蒙古造山带一批含富铝矿物的花岗岩也被识别出来,包括孙吴地区白云母(168 Ma)、太平山糜棱岩化二云母二长花岗岩(171 Ma)、新开岭含石榴子石二云母二长花岗岩(164 Ma)等(李宇等,2015;曾涛等,2011).李宇等(2015)认为,孙吴地区中侏罗世白云母花岗岩的形成与蒙古-鄂霍茨克缝合带闭合过程中的陆-陆碰撞有关.课题组经过研究发现五龙中晚侏罗S型花岗岩同样也形成于碰撞环境.中晚侏罗世火成岩呈近北东向从额尔古纳-兴安地块、松辽盆地以东地区到华北克拉通北缘分布,表明中晚侏罗世岩体可能与蒙古-鄂霍茨克洋的闭合相关.Zhang *et al.* (2016)在研究吉林中部和辽宁北部中侏罗世相关岩体时,也提出所研究中侏罗世岩体与蒙古-鄂霍茨克洋的闭合相关,表明蒙古-鄂霍茨克洋可以影响到华北克拉通北缘.因此,中晚侏罗世华北克拉通北缘岩浆活动可能与蒙古-鄂霍茨克洋闭合的远程效应有关.然而,少量明显的弧特征的火成岩也在华北克拉通北缘被发现(Tang *et al.*, 2018),如Nianziyu富闪深成岩类(167 Ma; Fan *et al.*, 2017),表明在中晚侏罗世太平洋俯冲对华北克拉通北缘同样存在一定影响.因此,我们认为中晚侏罗世岩浆活动可能与蒙古-鄂霍茨克洋的闭合和太平洋板的走滑俯冲有关.虽然在东北地区早白垩世早期火成岩分布较少,但分布趋势与晚侏罗世极为相

似,其主要分布在松辽盆地以西地区,呈近北东向分布,表明两者构造背景存在极大的相关性,其可能主要受蒙古-鄂霍茨克洋构造影响.早白垩世早期太平洋继续俯冲(走滑俯冲),蒙古-鄂霍茨克洋构造体系进入了碰撞后伸展背景.辽东半岛同华北克拉通北缘中部相比,其更靠近太平洋板块.中晚侏罗世的一些明显俯冲特征岩体的发现,也表明太平洋板块对辽东半岛是产生了一定影响.因此,我们推测辽东半岛早白垩世早期的岩浆活动处于伸展背景中,该伸展背景可能与蒙古-鄂霍茨克洋后碰撞伸展和太平洋俯冲相关.

5 结论

(1)花岗岩伟晶岩锆石为典型的热液锆石,锆石U-Pb年代学结果表明三股流花岗伟晶岩形成年龄为 144.3 ± 2.7 Ma,属早白垩世早期.

(2)岩石地球化学、锆石微量元素、锆石CL图像和Hf同位素特征表明三股流花岗伟晶岩经历了较高分异,成岩介质为富含热液的岩浆-热液共存体系.

(3)辽东半岛早白垩世早期的岩浆活动形成于伸展背景,该伸展背景可能与蒙古-鄂霍茨克洋后碰撞伸展和太平洋俯冲相关.

致谢:感谢审稿人和编辑为改进本文所做出的努力!

References

- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., et al., 2016. Nb-Ta Fractionation in Peraluminous Granites: A Marker of the Magmatic-Hydrothermal Transition. *Geology*, 44(3): 231-234. <https://doi.org/10.1130/g37475.1>
- Boynnton, W. V., 1984. Chapter 3—Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63-114. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cao, H. H., Xu, W. L., Pei, F. P., et al., 2013. Zircon U-Pb Geochronology and Petrogenesis of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Intrusive Rocks in the Eastern Segment of the Northern Margin of the North China Block. *Lithos*, 170/171: 191-207.
- Chen, B., Li, Z., Wang, J. L., et al., 2016. Liaodong Peninsula ~2.2 Ga Magmatic Event and Its Geological Significance. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 46(2):303-320 (in Chinese with English abstract).
- Dai, H. Z., Wang, D. H., Liu, L. J., et al., 2018. Geochro-

- nology, Geochemistry and Their Geological Significance of No. 308 Pegmatite Vein in the Jiajika Deposit, Western Sichuan, China. *Earth Science*, 43(10): 3664—3681 (in Chinese with English abstract).
- Dill, H. G., 2017. An Overview of the Pegmatitic Landscape from the Pole to the Equator - Applied Geomorphology and Ore Guides. *Ore Geology Reviews*, 91: 795—823.
- Fan, W. B., Jiang, N., Xu, X. Y., et al., 2017. Petrogenesis of the Middle Jurassic Appinite and Coeval Granitoids in the Eastern Hebei Area of North China Craton. *Lithos*, 278/279/280/281: 331—346. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.01.030>
- Fan, W.B., Jiang, N., Zhai, M.G., et al., 2019. Phanerozoic Garnet-Bearing Leucogranite in the Northern Margin of North China Craton: Characters, Timing and Preliminary Petrogenesis Study. *Acta Petrologica Sinica*, 35(7): 2237—2258 (in Chinese with English abstract).
- Gu, Y., 2019. The Mesozoic Tectonic-Magmatic Constraints on the Gold Mineralization in Wulong Gold Mining Area, Eastern Liaoning (Dissertation). China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Hoskin, P. W. O., 2005. Trace-Element Composition of Hydrothermal Zircon and the Alteration of Hadean Zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3): 637—648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Jahns, R. H., Burnham, C. W., 1969. Experimental Studies of Pegmatite Genesis: A Model for the Derivation and Crystallization of Granitic Pegmatites. *Economic Geology*, 64(8): 843—864. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.64.8.843>
- Li, P., Li, J.K., Pei, R.F., et al., 2017. Multistage Magmatic Evolution and Cretaceous Peak Metallogenic Epochs of Mufushan Composite Granite Mass: Constrains from Geochronological Evidence. *Earth Science*, 42(10): 1684—1696 (in Chinese with English abstract).
- Li, Y., Ding, L.L., Xu, W.L., et al., 2015. Geochronology and Geochemistry of Muscovite Granite in Sunwu Area, NE China: Implications for the Timing of Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Acta Petrologica Sinica*, 31(1): 56—66 (in Chinese with English abstract).
- Liu, J. L., Ji, M., Shen, L., et al., 2011. Early Cretaceous Extensional Structures in the Liaodong Peninsula: Structural Associations, Geochronological Constraints and Regional Tectonic Implications. *Science China Earth Sciences*, 54(6): 823—842. <https://doi.org/10.1007/s11430-011-4189-y>
- Liu, J.X., Guo, W., Zhu, K., 2016. Geochronology, Geochemistry and Geological Significance of the Early Cretaceous Intrusive Rocks from Xiuyan Area, Eastern Liaoning Province. *Acta Petrologica Sinica*, 32(9): 2889—2900 (in Chinese with English).
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635—643
- Münker, C., Pfänder, J. A., Weyer, S., et al., 2003. Evolution of Planetary Cores and the Earth-Moon System from Nb/Ta Systematics. *Science*, 301(5629): 84—87. <https://doi.org/10.1126/science.1084662>
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63—81. <https://doi.org/10.1007/bf00384745>
- Qian, Y., Sun, F.Y., Li, B.L., et al., 2012. Geochemistry and U-Pb Geochronology of Zircon from Granite Porphyry of Jinchang Gold Deposit in Heilongjiang, China and Its Geological Significance. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 39(4): 362—371 (in Chinese with English abstract).
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2004. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H. D., Turekian, K. K., eds., Treatise on Geochemistry. *Mineralogical Magazine*, 3: 1—64.
- Sánchez-Muoz, L., Müller, A., Andrés, S. L., et al., 2017. The P-Fe Diagram for K-Feldspars: A Preliminary Approach in the Discrimination of Pegmatites. *Lithos*, 272—273: 116—127
- Sun, D.Y., Li, N., Wu, F.Y., et al., 2005. CHIME Dating and Its Application for Mesozoic Granites of Huanggoushan, Jilin Province. *Geochimica*, 34(4): 305—314 (in Chinese with English abstract).
- Sun, J.G., Lian, C.Y., 1997. Preliminary Discussion on the Establishment of Proterozoic Stratigraphic Framework of Fanhe Area, Tieling. *Liaoning Geology*, (1): 24—29 (in Chinese with English abstract).
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Sun, W. D., Ding, X., Hu, Y. H., et al., 2007. The Golden Transformation of the Cretaceous Plate Subduction in the West Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3/4): 533—542. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.021>

- Tang, J., Xu, W. L., Wang, F., et al., 2018. Subduction History of the Paleo-Pacific Slab beneath Eurasian Continent: Mesozoic-Paleogene Magmatic Records in Northeast Asia. *Science China Earth Sciences*, 61(5): 527–559. <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9174-1>
- Tang, Y., Zhang, H., Lv, Z.H., 2012. Characteristics of Zircon Cathodoluminescence and Trace Elements of Granite and Pegmatite from Altai Mountains, Northwest China. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 32(1): 8–15 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., et al., 2007. Early Cretaceous Adakitic Granites in the Northern Dabie Complex, Central China: Implications for Partial Melting and Delamination of Thickened Lower Crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(10): 2609–2636.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419. <https://doi.org/10.1007/bf00402202>
- Wu, F., Lin, J., Wilde, S., et al., 2005a. Nature and Significance of the Early Cretaceous Giant Igneous Event in Eastern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1/2): 103–119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.019>
- Wu, F. Y., Yang, J. H., Wilde, S. A., et al., 2005b. Geochronology, Petrogenesis and Tectonic Implications of Jurassic Granites in the Liaodong Peninsula, NE China. *Chemical Geology*, 221(1/2): 127–156. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.04.010>
- Wu, F. Y., Li, X.H., Zheng, Y.F., et al., 2007. Lu-Hf Isotopic Systematics and Their Applications in Petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185–220 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Liu, X. C., Ji, W. Q., et al., 2017. Highly Fractionated Granites: Recognition and Research. *Science China Earth Sciences*, 60(7): 1201–1219. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>
- Wu, F. Y., Yang, J.H., Liu, X.M., 2005. Geochronological Framework of the Mesozoic Granitic Magmatism in the Liaodong Peninsula, Northeast China. *Geological Journal of China Universities*, 11(3): 305–317 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Yang, Y. H., Xie, L. W., et al., 2006. Hf Isotopic Compositions of the Standard Zircons and Baddeleyites Used in U-Pb Geochronology. *Chemical Geology*, 234(1/2): 105–126.
- Xu, W.L., Wang, F., Pei, F.P., et al., 2013. Mesozoic Tectonic Regimes and Regional Ore - Forming Background in NE China: Constraints from Spatial and Temporal Variations of Mesozoic Volcanic Rock Associations. *Acta Petrologica Sinica*, 29(2): 339–353 (in Chinese with English abstract).
- Xue, J. X., Liu, Z. H., Liu, J. X., et al., 2020. Geochemistry, Geochronology, Hf Isotope and Tectonic Significance of the Late Jurassic Huangdi Pluton in Xiuyan, Liaodong Peninsula. *Earth Science* (in Chinese with English abstract).
- Yuan, H. L., Gao, S., Liu, X. M., et al., 2004. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353–370
- Zeng, T., Wang, T., Guo, L., et al., 2011. Ages, Origin and Geological Implications of Late Mesozoic Granitoids in Xinkailing Region, NE China. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 41(6): 1881–1900 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. H., Wang, F., Xu, W. L., et al., 2016. Petrogenesis of Early - Middle Jurassic Intrusive Rocks in Northern Liaoning and Central Jilin Provinces, Northeast China: Implications for the Extent of Spatial - Temporal Overprinting of the Mongol - Okhotsk and Paleo - Pacific Tectonic Regimes. *Lithos*, 256–257: 132–147.
- Zhang, P., Zhao, Y., Kou, L.L., et al., 2019. Zircon U-Pb Ages, Hf Isotopes and Geological Significance of Mesozoic Granites in Dandong Area, Liaodong Peninsula. *Earth Science*, 44(10): 3297–3313 (in Chinese with English).
- Zhang, X. H., Mao, Q., Zhang, H. F., et al., 2008. A Jurassic Peraluminous Leucogranite from Yiwulüshan, Western Liaoning, North China Craton: Age, Origin and Tectonic Significance. *Geological Magazine*, 145(3): 305–320. <https://doi.org/10.1017/s0016756807004311>

附中文参考文献

- 陈斌, 李壮, 王家林, 等, 2016. 辽东半岛~2.2 Ga 岩浆事件及其地质意义. *吉林大学学报(地球科学版)*, 46(2): 303–320.
- 代鸿章, 王登红, 刘丽君, 等, 2018. 川西甲基卡 308 号伟晶岩脉年代学和地球化学特征及其地质意义. *地球科学*, 43(10): 3664–3681.
- 范文博, 姜能, 翟明国, 等, 2019. 华北克拉通北缘显生宙含石榴石淡色花岗岩: 特征、时代及成因初探. *岩石学报*, 35(7): 2237–2258.

- 顾玉超, 2019. 辽东五龙金矿区中生代构造—岩浆作用对金成矿制约(博士学位论文). 北京:中国地质大学.
- 李鹏, 李建康, 裴荣富, 等, 2017. 幕阜山复式花岗岩体多期次演化与白垩纪稀有金属成矿高峰: 年代学依据. 地球科学, 42(10): 1684—1696.
- 李宇, 丁磊磊, 许文良, 等, 2015. 孙吴地区中侏罗世白云母花岗岩的年代学与地球化学: 对蒙古—鄂霍茨克洋闭合时间的限定. 岩石学报, 31(1): 56—66.
- 刘杰勋, 郭巍, 朱凯, 2016. 辽东岫岩地区早白垩世侵入岩的年代学、地球化学及地质意义. 岩石学报, 32(9): 2889—2900.
- 钱焯, 孙丰月, 李碧乐, 等, 2012. 黑龙江金厂金矿花岗岩斑岩锆石地球化学、U-Pb 年代学及地质意义. 成都理工大学学报(自然科学版), 39(4): 362—371.
- 孙德有, 铃木和博, 吴福元, 等, 2005. 吉林省南部荒沟山地区中生代花岗岩 CHIME 定年. 地球化学, 34(4): 305—314.
- 孙景贵, 连长云, 1997. 辽西地区花岗岩的形成时代. 辽宁地质, (1): 24—29.
- 唐勇, 张辉, 吕正航, 2012. 不同成因锆石阴极发光及微量元素特征: 以新疆阿尔泰地区花岗岩和伟晶岩为例. 矿物岩石, 32(1): 8—15.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等, 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185—220.
- 吴福元, 杨进辉, 柳小明, 2005. 辽东半岛中生代花岗质岩浆作用的年代学格架. 高校地质学报, 11(3): 305—317.
- 许文良, 王枫, 裴福萍, 等, 2013. 中国东北中生代构造体制与区域成矿背景: 来自中生代火山岩组合时空变化的制约. 岩石学报, 29(2): 339—353.
- 薛吉祥, 刘正宏, 刘杰勋, 等, 2020. 辽东岫岩晚侏罗世荒地岩体的地球化学、年代学与 Hf 同位素及构造意义. 地球科学.
- 曾涛, 王涛, 郭磊, 等, 2011. 东北新开岭地区晚中生代花岗岩类时代、成因及地质意义. 吉林大学学报(地球科学版), 41(6): 1881—1900.
- 张朋, 赵岩, 寇林林, 等, 2019. 辽东半岛丹东地区中生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义. 地球科学, 44(10): 3297—3313.