

doi:10.3799/dqkx.2015.082

兴凯地块南部花岗岩年代学、地球化学及 Hf 同位素特征

敬海鑫¹, 孙德有^{1*}, 苟军¹, 武鹏飞¹, 王天豪¹, 郭宏宇¹, 柳小明², 胡兆初³

1. 吉林大学地球科学学院, 吉林长春 130061

2. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 陕西西安 710069

3. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

摘要: 兴凯地块南部构造演化复杂, 缺乏精确的年代学证据和系统的地球化学研究. 锆石 U-Pb 年龄测定结果表明: 兴凯地块南部花岗岩侵位结晶年龄为晚三叠世末期(202~205 Ma), 处于古亚洲洋和古太平洋构造体制的转换阶段. 地球化学成分上, 二长花岗岩和花岗闪长岩均以富硅($\text{SiO}_2 = 69.61\% \sim 77.27\%$)、弱过铝($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.70\% \sim 15.28\%$)、较富碱($\text{AKI} = 0.64 \sim 0.88$)为特征. 结合角闪石矿物的出现、较低的锆石饱和温度($T_{\text{Zr}} = 679 \sim 787\text{ }^\circ\text{C}$)等特征表明本区花岗岩为分异的 I 型花岗岩. 锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值较高(0.282773~0.282913), $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值(4.39~9.32), 二阶段 Hf 模式年龄较为年轻(0.65~0.96 Ga), 反映其源区物质为新元古代期间从亏损地幔新增生的年轻地壳物质. 结合岩石形成年龄、岩石组合等特征可以推断岩石应该形成于西太平洋开始俯冲的活动大陆边缘环境下.

关键词: 花岗岩; U-Pb 测年; 地质年代学; 地球化学; 兴凯地块.

中图分类号: P588.1; P59

文章编号: 1000-2383(2015)06-0982-13

收稿日期: 2014-12-24

Chronology, Geochemistry and Hf Isotope of Granite from Southern Xingkai Block

Jing Haixin¹, Sun Deyou^{1*}, Gou Jun¹, Wu Pengfei¹, Wang Tianhao¹, Guo Hongyu¹, Liu Xiaoming², Hu Zhaochu³

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

2. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069, China

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The tectonic evolution of southern Khanka block is very complex, and there is not enough of the precise chronological evidence and systematic geochemical studies. Zircon U-Pb dating results show that the granites from southern Xingkai block were intruded at the end of Late Triassic (202–205 Ma) in a transition stage of paleo-Asian Ocean and paleo-Pacific tectonic system. It is found that the monzonitic granites and granodiorites are all characterized with enriched silicon ($\text{SiO}_2 = 69.61\% \sim 77.27\%$), weakly supersaturated aluminum ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.70\% \sim 15.28\%$) and relatively enriched potassium ($\text{AKI} = 0.64 \sim 0.88$), which indicates that the granites are fractionated I-type granites, taking into account of the presence of amphibole and low zircon saturation temperature ($T_{\text{Zr}} = 679 \sim 787\text{ }^\circ\text{C}$). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios are high (0.282773–0.282913); $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ is positive (4.39–9.32), and two-stage Hf model ages are young (0.65–0.96 Ga), which shows that its source material is from the depleted mantle of new-born young crust of Neoproterozoic. It is concluded that the granite was formed in the context of the initial western Pacific subduction into active continental margin based on the age of the rock formation, and other rock features.

Key words: granite; U-Pb dating; geochronology; geochemistry; Xingkai block.

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 41172058).

作者简介: 敬海鑫(1988–), 男, 硕士研究生, 主要从事火成岩研究. E-mail: jing_hai_xin@126.com

* 通讯作者: 孙德有, E-mail: sundy@jlu.edu.cn

引用格式: 敬海鑫, 孙德有, 苟军, 等. 2015. 兴凯地块南部花岗岩年代学、地球化学及 Hf 同位素特征. 地球科学——中国地质大学学报, 40(6): 982–994.

兴凯地块大部分位于俄罗斯境内,其北部和东北部以敦化—密山断裂为界,分别与佳木斯地块和那丹哈达—比金地体相连;东部以阿尔谢尼耶夫断裂与萨马尔卡地体为邻;西南与渤海地块之间为早中生代形成的碰撞缝合带(邵济安和唐克东 1995). 其南部是古亚洲洋构造域和滨太平洋构造域的叠加部位,构造演化十分复杂. 近年来学者研究认为,兴凯地块由前寒武纪变质基底组成,被古生代—中生代的碳酸盐岩、碎屑岩以及火山岩覆盖(邵济安, 1991; 邵济安等, 1995; 周建波等, 2012). 对于兴凯地块的由来,不同学者有不同的认识:周建波等(2012)通过对虎头杂岩年代学研究,认为兴凯地块与毗邻的佳木斯地块具有明显构造亲缘性;邵济安等(1995)和任纪舜等(1999)通过对比兴凯地块古大陆边缘所分布的石炭、二叠纪化石,认为兴凯地块是外来地体,其与华南板块有密切联系(Zhang, 1995, 2003). 由于兴凯地块南部处于与佳木斯地块、松嫩—张广才岭地块结合地区,又经历

了与松嫩—张广才岭地块拼合、西太平洋俯冲和敦密断裂左行走滑等一系列构造演化,因此兴凯地块南部为研究东北地区区域构造演化提供了一个绝佳的窗口. 兴凯地块南部二叠系—第四系地层覆盖较多,主要发育晚印支期花岗岩,有部分燕山晚期及海西期花岗岩出露(据黑龙江省地质局第一区测队 1:20 万地质图, 1984),但缺乏精确的年代学证据和系统的地球化学研究. 这些花岗岩的形成时代、地球化学特征、形成时的构造背景及与古太平洋的演化关系等,都是东北地区构造演化的重要问题. 本文对区内中生代花岗岩进行了详细的研究,并针对其形成时代和地球化学特征进行了讨论,探讨了其形成的构造背景.

1 地质背景与岩石学特征

兴凯地块在大地构造位置上处于张广才岭陆缘带东缘(图 1),经历了西太平洋板块俯冲等复杂的

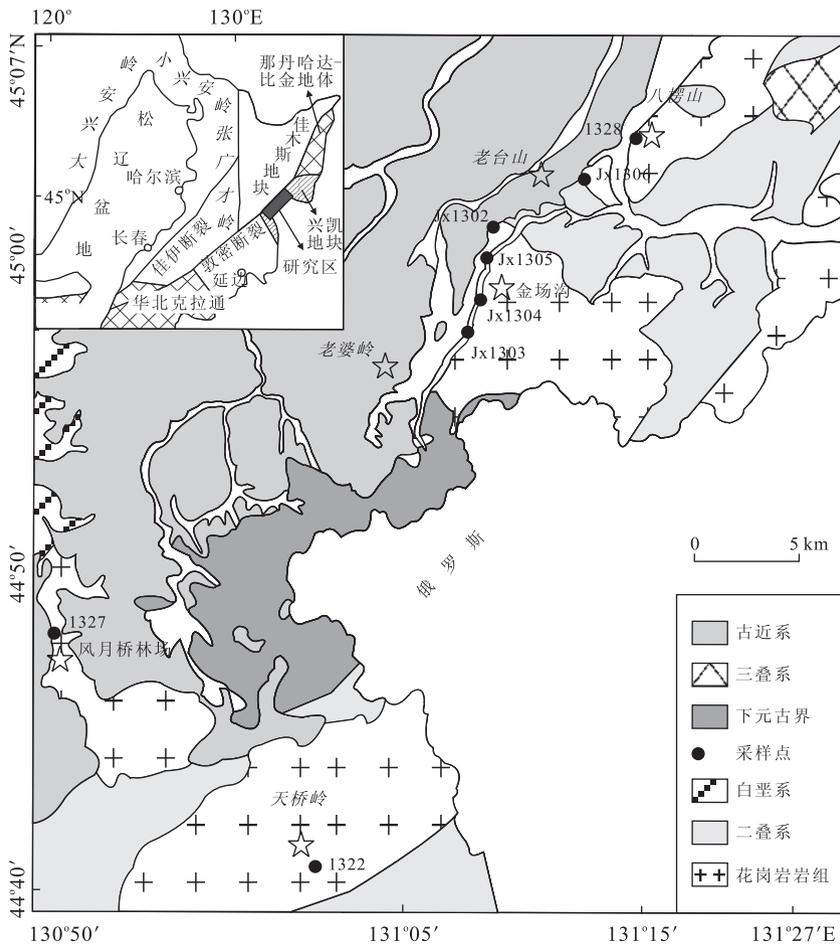


图 1 兴凯地块南部地质简图

Fig. 1 Sketch geological map of southern Xingkai block

据黑龙江省地质局第一区测队 1:20 万地质图, 1984; 邵济安和唐克东, 1995; 刘永江等, 2010

构造演化. 区内地层分布广泛, 主要为第三系、白垩系、三叠系、二叠系和黑龙江群. 侵入岩主要发育晚印支期花岗岩组燕山晚期花岗岩和黑云母花岗岩, 华力西期黑云母花岗岩、白岗质花岗岩和花岗闪长岩组(据黑龙江省地质局第一区测队 1:20 万地质图, 1984). 研究区出露的花岗岩体主要为八楞山岩体、金场沟岩体、天岭桥岩体和风月桥林场岩体(黑龙江省矿产局, 1993), 八楞山岩体主要岩性为印支期花岗岩, 少量为花岗闪长岩; 天岭桥岩体主要为印支期花岗岩, 风月桥林场岩体为印支期花岗闪长岩组. 本文所研究的样品为采自上述岩体的二长花岗岩和花岗闪长岩.

1.1 二长花岗岩

岩石呈灰红色, 中粗粒半自形结构, 块状构造. 主要矿物为条纹长石(20%~35%)、斜长石(15%~20%)、石英(25%~35%)、黑云母(5%~15%)和角闪石(<5%). 碱性长石多为条纹长石及微斜长石. 条纹长石条纹双晶多呈网状、叶脉状, 一级灰白干涉色, 粒度为 2~6 mm, 发生轻微泥化. 微斜长石格子双晶明显. 斜长石半自形板状, 一级灰白干涉色, 可以看到聚片双晶及环带结构, 粒度为 2~5 mm, 轻微绢云母化. 黑云母片状, 黄褐色—黄绿色多色性, 一组极完全解理, 干涉色多二级黄, 少量绿泥石化. 副矿物有锆石、榍石等.

1.2 花岗闪长岩

岩石呈灰白色, 中粒半自形结构. 主要矿物有石英(25%~30%)、斜长石(45%~50%)、钾长石(15%左右)、黑云母(5%左右)和角闪石(<5%). 石英为 1~3 mm 他形晶, 碱性长石多为条纹长石, 叶脉状条纹双晶明显, 粒径为 2~5 mm. 斜长石为板状晶形, 蚀变明显, 部分可见聚片双晶及环带结构, 多绢云母化, 黑云母黄褐色—黄绿色多色性明显, 角闪石半自形晶, 柱状, 多色性稍弱, 副矿物有榍石和锆石等.

2 分析测试方法

年龄测定所用锆石来自八楞山岩体、天岭桥岩体和金场沟岩体的二长花岗岩和天岭桥林场花岗闪长岩. 锆石分选工作由河北省诚信地质服务有限公司完成, 将新鲜岩石样品粉碎, 经磁选和重力分选后在双目镜下挑选透明、无裂隙和无包裹体的锆石. 锆石制靶和显微图像采集在西北大学大陆动力国家重点实验室完成, U-Pb 年龄测定在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室和在西北大学大

陆动力国家重点实验室完成. 对测年样品的锆石进行透射光、反射光和阴极发光图像的观察和采集, 以确定锆石的内部结构和成因. 采用波长 193 nm 的 ComPex102 ArF 准分子激光器和 Agilent7500a 型 ICP-MS 进行锆石元素和同位素分析, 用高纯度 He 气作为剥蚀物质的载气, 利用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST610 进行仪器最佳化, 用哈佛大学国际标准锆石 91500 作外标. 锆石测定过程中激光束斑直径为 30 μm . 分析数据通过 GLITTER 软件计算, 数据的普通 Pb 校正采用 Andersen(2002)的方法进行, 详细实验测试过程及仪器参数参见袁洪林等(2003). 锆石原位 Lu-Hf 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所配有 193 nm 激光取样系统的 Neptune 多接收电感耦合等离子体质谱仪(LA-MC-ICPMS)上进行. 激光束斑直径为 63 μm , 激光脉冲宽度为 15 ns, 试验中采用 He 气作为剥蚀物质载气. 详细测试流程以及仪器运行条件等参见 Wu *et al.* (2003).

元素地球化学含量在西北大学大陆动力学国家重点实验室和澳实分析检测(广州)有限公司完成, 主量元素采用 XRF 玻璃熔片法分析, 分析精度和准确度优于 5%, 稀土和微量元素采用 ICP-MS 分析方法, 分析精度和准确度一般优于 10%.

3 分析测试结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

所测花岗岩样品(样品号: JX1304、1322、1327、1328)的锆石晶形较好, 呈长柱状或短柱状, 发育明显岩浆成因的振荡生长环带结构. 锆石的 Th/U 比值均大于 0.1, 分别为 0.38~0.75、0.26~0.61、0.17~0.49 和 0.31~0.86, 为岩浆成因的锆石. 测试分析结果如表 1 和图 2 所示.

JX1304 样品(二长花岗岩, 采自金场沟岩体)锆石中 16 个分析点中有 14 个位于 U-Pb 谐和线上或其附近, 一个分析点不谐和, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 200~206 Ma 之间, 其加权平均年龄为 203 ± 2 Ma, MSWD=0.23.

1322 样品(二长花岗岩, 采自天岭桥岩体)锆石中 20 个分析点中有 18 个位于 U-Pb 谐和线上或其附近, 一个捕获年龄, 一个不谐和, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 199~210 Ma 之间, 其加权平均年龄为 205 ± 2 Ma, MSWD=0.46.

1327 样品(花岗闪长岩, 采自风月桥林场岩体)

表 1 兴凯地块南部花岗岩锆石 U-Pb 同位素分析结果
Table 1 Zircon U-Pb dating results of the granite from southern Xingkai block

样品测点	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$t(\text{Ma})$			
		$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
JX1304-01	0.57	0.066 15	0.002 17	0.294 33	0.010 05	0.032 29	0.000 45	262	8	205	3
JX1304-02	0.44	0.059 34	0.002 58	0.263 20	0.011 53	0.032 09	0.000 31	237	9	204	2
JX1304-03	0.51	0.057 40	0.002 17	0.253 71	0.009 14	0.032 16	0.000 38	230	7	204	2
JX1304-04	0.58	0.059 78	0.002 68	0.264 62	0.011 00	0.032 41	0.000 41	238	9	206	3
JX1304-05	0.75	0.073 04	0.003 93	0.343 48	0.020 04	0.033 67	0.000 36	300	15	213	2
JX1304-06	0.42	0.050 70	0.001 62	0.223 80	0.007 00	0.031 89	0.000 30	205	6	202	2
JX1304-07	0.49	0.104 47	0.005 28	0.488 51	0.026 56	0.033 19	0.000 39	404	18	210	2
JX1304-08	0.40	0.051 93	0.001 89	0.230 40	0.007 71	0.032 22	0.000 34	211	6	204	2
JX1304-09	0.39	0.055 50	0.002 33	0.247 18	0.009 93	0.032 30	0.000 33	224	8	205	2
JX1304-10	0.43	0.065 88	0.002 53	0.293 99	0.010 89	0.032 21	0.000 32	262	9	204	2
JX1304-11	0.38	0.063 55	0.002 42	0.284 17	0.011 39	0.032 03	0.000 32	254	9	203	2
JX1304-12	0.49	0.053 43	0.001 75	0.238 37	0.007 55	0.032 24	0.000 36	217	6	205	2
JX1304-13	0.56	0.054 37	0.002 22	0.236 75	0.009 31	0.031 66	0.000 39	216	8	201	2
JX1304-14	0.41	0.059 53	0.001 75	0.265 87	0.007 48	0.032 27	0.000 31	239	6	205	2
JX1304-15	0.47	0.057 06	0.001 57	0.273 08	0.007 87	0.034 36	0.000 41	245	6	218	3
JX1304-16	0.56	0.051 05	0.002 23	0.225 15	0.009 16	0.032 15	0.000 40	206	8	204	2
1322-1-01	0.36	0.053 19	0.002 83	0.239 30	0.013 07	0.032 34	0.000 51	218	11	205	3
1322-1-02	0.52	0.089 08	0.003 99	0.521 84	0.027 16	0.041 01	0.000 44	426	18	259	3
1322-1-03	0.27	0.048 25	0.002 13	0.216 07	0.009 73	0.032 35	0.000 61	199	8	205	4
1322-1-04	0.46	0.050 66	0.002 71	0.228 06	0.011 43	0.032 86	0.000 44	209	9	208	3
1322-1-05	0.45	0.049 01	0.002 23	0.220 46	0.009 75	0.032 56	0.000 51	202	8	207	3
1322-1-06	0.42	0.048 17	0.001 79	0.221 49	0.007 56	0.033 18	0.000 39	203	6	210	2
1322-1-07	0.37	0.046 43	0.001 70	0.211 85	0.007 57	0.032 78	0.000 35	195	6	208	2
1322-1-08	0.26	0.049 78	0.001 70	0.218 11	0.007 08	0.031 54	0.000 30	200	6	200	2
1322-1-09	0.43	0.055 47	0.002 10	0.252 29	0.008 70	0.033 14	0.000 62	228	7	210	4
1322-1-10	0.38	0.057 17	0.001 86	0.261 45	0.008 38	0.033 02	0.000 49	236	7	209	3
1322-1-11	0.39	0.061 16	0.001 86	0.267 64	0.008 23	0.031 71	0.000 43	241	7	201	3
1322-1-12	0.29	0.048 01	0.001 67	0.210 66	0.007 12	0.031 87	0.000 35	194	6	202	2
1322-1-13	0.33	0.053 04	0.003 16	0.233 35	0.014 73	0.032 00	0.000 52	213	12	203	3
1322-1-14	0.56	0.055 34	0.003 52	0.246 52	0.018 65	0.031 54	0.000 42	224	15	200	3
1322-1-15	0.41	0.045 57	0.002 12	0.202 46	0.010 02	0.032 34	0.000 44	187	8	205	3
1322-1-16	0.50	0.052 49	0.001 53	0.240 88	0.008 90	0.032 90	0.000 26	219	7	209	2
1322-1-17	0.34	0.044 18	0.001 65	0.199 02	0.008 31	0.032 58	0.000 37	184	7	207	2
1322-1-18	0.35	0.049 22	0.002 91	0.221 49	0.014 28	0.032 25	0.000 49	203	12	205	3
1322-1-19	0.40	0.139 19	0.004 54	0.745 84	0.028 80	0.038 30	0.000 52	566	17	242	3
1322-1-20	0.39	0.064 10	0.001 92	0.291 29	0.008 39	0.032 89	0.000 35	260	7	209	2
1327-1-01	0.30	0.048 35	0.002 16	0.216 58	0.009 77	0.031 93	0.000 27	199	8	203	2
1327-1-02	0.36	0.052 01	0.002 61	0.228 57	0.011 10	0.032 00	0.000 40	209	9	203	3
1327-1-03	0.38	0.046 86	0.001 48	0.199 83	0.006 01	0.030 74	0.000 28	185	5	195	2
1327-1-04	0.48	0.049 72	0.002 05	0.222 29	0.009 68	0.032 04	0.000 41	204	8	203	3
1327-1-05	0.35	0.046 40	0.002 84	0.202 68	0.011 60	0.031 98	0.000 45	187	10	203	3
1327-1-06	0.37	0.051 84	0.002 97	0.229 81	0.012 93	0.032 22	0.000 49	210	11	204	3
1327-1-07	0.13	0.058 78	0.003 69	0.259 27	0.015 74	0.032 34	0.000 67	234	13	205	4
1327-1-08	0.30	0.053 35	0.001 81	0.236 26	0.007 74	0.032 07	0.000 34	215	6	203	2
1327-1-09	0.30	0.053 39	0.002 13	0.237 08	0.009 69	0.032 09	0.000 36	216	8	204	2
1327-1-10	0.31	0.073 43	0.007 74	0.353 23	0.045 14	0.031 82	0.000 43	307	34	202	3
1327-1-11	0.33	0.052 70	0.001 59	0.232 62	0.006 98	0.031 92	0.000 34	212	6	203	2
1327-1-12	0.33	0.051 93	0.001 66	0.226 59	0.006 71	0.031 78	0.000 32	207	6	202	2
1327-1-13	0.30	0.052 02	0.002 14	0.225 49	0.008 57	0.031 66	0.000 33	206	7	201	2
1327-1-14	0.33	0.051 06	0.001 79	0.224 73	0.007 79	0.031 96	0.000 48	206	6	203	3
1327-1-15	0.30	0.051 01	0.002 11	0.225 40	0.009 35	0.032 06	0.000 44	206	8	203	3
1328-1-01	0.68	0.054 00	0.001 87	0.245 60	0.008 60	0.032 80	0.000 36	223	7	208	2
1328-1-02	0.61	0.072 10	0.003 15	0.337 64	0.016 92	0.033 23	0.000 49	295	13	211	3
1328-1-03	0.50	0.057 60	0.002 51	0.251 36	0.011 28	0.031 50	0.000 40	228	9	200	2
1328-1-04	0.78	0.053 30	0.001 54	0.240 01	0.007 25	0.032 45	0.000 34	218	6	206	2
1328-1-05	0.39	0.084 20	0.004 45	0.367 78	0.019 23	0.031 60	0.000 38	318	14	201	2
1328-1-06	0.50	0.060 70	0.002 32	0.266 08	0.010 87	0.031 34	0.000 38	240	9	199	2
1328-1-07	0.44	0.091 60	0.006 30	0.358 84	0.028 21	0.027 32	0.000 62	311	21	174	4
1328-1-08	0.74	0.054 30	0.001 62	0.240 28	0.007 43	0.031 80	0.000 32	219	6	202	2
1328-1-09	0.69	0.053 10	0.001 70	0.233 56	0.007 33	0.031 74	0.000 32	213	6	201	2
1328-1-10	0.35	0.047 80	0.001 75	0.219 40	0.008 57	0.033 05	0.000 49	201	7	210	3
1328-1-11	0.86	0.056 60	0.001 70	0.246 21	0.007 09	0.031 45	0.000 37	223	6	200	2
1328-1-12	0.55	0.056 60	0.002 35	0.249 56	0.010 11	0.031 93	0.000 41	226	8	203	3
1328-1-13	0.41	0.054 80	0.002 52	0.259 82	0.011 21	0.034 44	0.000 58	235	9	218	4
1328-1-14	0.72	0.050 60	0.001 43	0.229 06	0.006 28	0.032 60	0.000 22	209	5	207	1
1328-1-15	0.72	0.051 10	0.001 19	0.232 66	0.005 18	0.032 90	0.000 22	212	4	209	1
1328-1-16	0.63	0.050 70	0.001 22	0.236 15	0.005 97	0.033 45	0.000 25	215	5	212	2
1328-1-17	0.48	0.050 50	0.001 28	0.229 72	0.005 62	0.032 84	0.000 23	210	5	208	1
1328-1-18	0.32	0.074 50	0.002 69	0.313 74	0.010 41	0.030 92	0.000 43	277	8	196	3
1328-1-19	0.73	0.056 80	0.002 23	0.447 88	0.018 68	0.056 46	0.000 62	376	13	354	4
1328-1-20	0.83	0.055 00	0.001 69	0.241 12	0.007 36	0.031 54	0.000 27	219	6	200	2

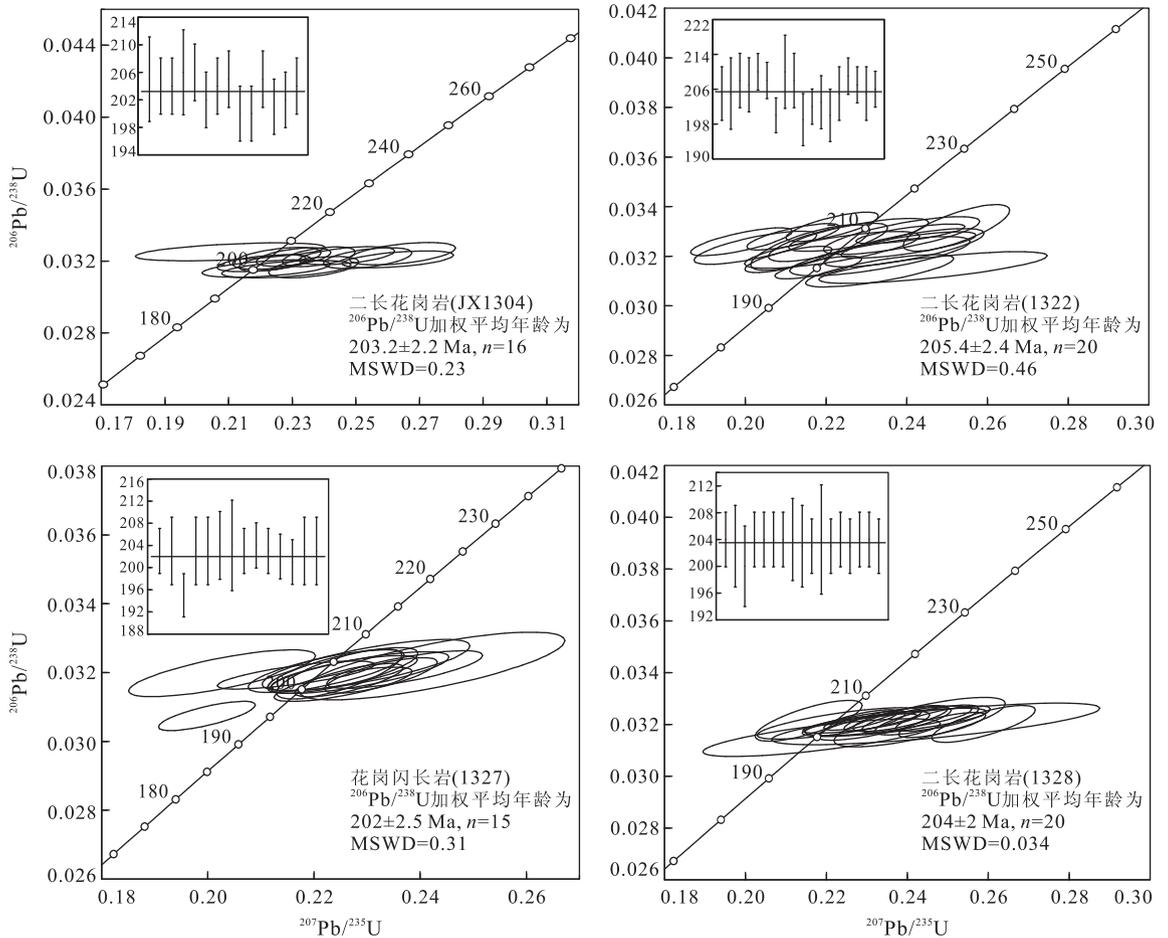


图 2 兴凯地块南部花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 2 Zircon U-Pb concordian diagrams of the granite from southern Xingkai block

锆石中 15 个分析点中有 14 个位于 U-Pb 谐和线上或其附近,一个分析点不谐和, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 195~204 Ma 之间,其加权平均年龄为 202 ± 3 Ma, MSWD=0.31.

1328 样品(二长花岗岩,采自八楞山岩体)锆石中 20 个分析点大多位于 U-Pb 谐和线上或其附近,有一个超出较多,为 358 Ma,应为捕获锆石,有 2 个点不谐和, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 195~211 Ma 之间,其加权平均年龄为 204 ± 2 Ma, MSWD=0.03.

上述测试结果表明兴凯地块南部花岗岩年龄集中在 202~205 Ma 之间,形成于晚三叠世末期.

3.2 岩石地球化学特征

选取了 8 件花岗岩样品进行了主量、微量元素分析并计算了 CIPW 标准矿物含量(表 2).

3.2.1 主量元素 由表 2 可知,本区中生代花岗岩有如下特征:二长花岗岩富硅, $w(\text{SiO}_2) = 74.24\% \sim 77.27\%$,平均值为 75.80% ;铝弱过饱和, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 12.70\% \sim 13.15\%$,铝饱和指数 A/

CNK 在 1.0~1.1 之间(图 3b),为弱过铝质;碱含量较高, $w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O}) = 8.02\% \sim 8.39\%$,相对富钾, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.08 \sim 1.33$,过碱指数 $\text{AKI} = 0.83 \sim 0.88$,落入高钾钙碱性系列(图 3a);分异指数 $\text{DI} = 90.53 \sim 95.05$,平均值为 93.花岗闪长岩的 $w(\text{SiO}_2) = 69.61\% \sim 69.98\%$;铝弱过饱和, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 15.04\% \sim 15.28\%$,铝饱和指数 A/CNK 在 1.0~1.1 之间(图 3b),为弱过铝质;碱含量 $w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O}) = 6.71\% \sim 7.83\%$,过碱指数 $\text{AKI} = 0.64 \sim 0.74$,落入钙碱性系列;分异指数 $\text{DI} = 79 \sim 83$.按洪大卫等(1987)建议的碱性、偏碱性和钙碱性花岗岩 AKI 值分界线(>1.0 , $0.9 \sim 1.0$ 和 <0.9),这些岩体均可归为钙碱性花岗岩.二者相比,二长花岗岩比花岗闪长岩更富硅和碱,铝低、分异指数高,说明二长花岗岩经历了更高分异演化.此外,二者 TiO_2 、 Al_2O_3 、 TFeO 、 MgO 、 Na_2O 、 CaO 、 P_2O_5 与 SiO_2 含量均呈负消长关系(图 4),同样说明其岩浆分异程度较高.

表 2 兴凯地块花岗岩地球化学分析结果

Table 2 Geochemical data of granites in Xingkai block

样品号	二长花岗岩						花岗闪长岩	
	JX1302	JX1304	JX1305	JX1306	1322	1328	1303	1327
SiO ₂	75.73	74.24	75.16	77.27	76.42	76.02	69.61	69.98
TiO ₂	0.10	0.16	0.13	0.05	0.10	0.09	0.31	0.34
Al ₂ O ₃	12.74	13.15	12.85	12.70	12.70	12.91	15.28	15.04
TFe ₂ O ₃	1.45	2.02	1.65	0.80	1.30	1.46	3.52	3.41
MnO	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.08	0.06
MgO	0.13	0.26	0.17	0.07	0.11	0.16	0.47	0.55
CaO	0.74	1.12	0.94	0.55	0.71	0.92	2.14	2.83
Na ₂ O	3.79	3.85	3.86	3.53	3.59	3.84	4.96	4.07
K ₂ O	4.41	4.17	4.23	4.67	4.80	4.18	2.87	2.64
K ₂ O+Na ₂ O	8.20	8.02	8.09	8.20	8.39	8.02	7.83	6.71
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.07	0.08
LOI	0.45	0.58	0.34	0.60	0.39	0.46	0.53	0.53
Total	99.65	99.72	99.45	100.35	100.16	100.09	99.94	99.53
K ₂ O/Na ₂ O	1.16	1.08	1.10	1.32	1.33	1.09	0.58	0.65
A/NK	1.16	1.21	1.17	1.17	1.14	1.19	1.36	1.57
A/CNK	1.03	1.02	1.02	1.07	1.02	1.03	1.01	1.02
Mg [#]	0.15	0.21	0.20	0.17	0.15	0.14	0.24	0.18
Ga	18.60	21.20	18.80	17.50	16.60	18.60	20.30	17.70
Rb	153.00	89.40	114.00	147.00	161.00	204.00	72.70	140.00
Sr	61.70	194.50	107.50	66.40	59.40	31.70	182.00	71.30
Y	39.10	27.20	32.70	34.40	25.00	49.60	34.30	36.10
Zr	151.00	375.00	219.00	145.00	91.00	133.00	199.00	133.00
Nb	8.90	10.40	7.90	9.20	4.90	8.25	7.15	7.75
Cs	4.35	5.22	3.46	4.76	3.77	6.16	2.76	3.05
Ba	609.00	780.00	951.00	580.00	712.00	161.00	445.00	579.00
La	45.70	26.20	49.00	32.40	20.20	34.50	28.90	35.10
Ce	70.00	57.60	93.50	70.60	38.20	73.50	59.10	69.90
Pr	10.45	6.13	9.88	7.29	4.30	8.37	6.65	7.93
Nd	39.80	24.10	37.30	27.90	16.50	30.80	25.70	28.90
Sm	8.52	5.13	6.93	5.62	3.37	6.69	5.37	5.86
Eu	0.48	1.29	0.71	0.46	0.47	0.19	1.03	0.57
Gd	6.92	4.41	5.78	5.17	3.26	7.43	5.63	5.90
Tb	1.14	0.70	0.93	0.87	0.57	1.17	0.86	0.88
Dy	6.61	4.26	5.38	5.06	3.58	7.62	5.38	5.46
Ho	1.30	0.87	1.13	1.06	0.78	1.62	1.12	1.13
Er	3.80	2.66	3.03	3.24	2.32	4.89	3.25	3.36
Tm	0.54	0.42	0.50	0.49	0.39	0.75	0.49	0.53
Yb	3.65	2.73	3.09	3.32	2.61	4.84	3.25	3.54
Lu	0.54	0.47	0.48	0.52	0.39	0.73	0.50	0.55
Hf	4.90	8.70	5.80	4.30	3.00	4.47	5.35	4.25
Ta	0.60	0.40	0.30	0.50	0.20	0.85	0.60	0.85
Th	15.05	7.43	9.50	9.23	12.10	20.20	9.15	16.00
U	3.75	1.72	1.80	2.95	2.10	4.57	1.38	3.33
REE	199.45	136.97	217.64	164.00	96.94	200.58	142.27	171.12
LREE	441.16	293.11	466.20	336.44	200.78	418.43	292.63	359.03
HREE	156.88	109.48	132.69	130.21	93.49	190.38	132.83	139.30
LREE/HREE	2.81	2.68	3.51	2.58	2.15	2.20	2.20	2.58
δEu	0.19	0.34	0.26	0.43	0.08	0.30	0.82	0.57
(La/Yb) _N	8.25	10.45	6.43	5.10	7.08	6.81	6.32	4.85
(Gd/Yb) _N	1.52	1.50	1.25	1.00	1.23	1.33	1.29	1.39
Rb/Sr	2.48	1.06	2.21	2.71	6.45	1.97	0.46	0.40
Sr/Y	1.58	3.29	1.93	2.38	0.64	1.98	7.15	5.31
Nb/Ta	14.83	26.33	18.40	24.50	9.66	9.14	26.00	11.86
Zr/Hf	30.82	37.76	33.72	30.33	29.67	31.26	43.10	37.28
K/Rb	239.17	303.53	238.78	240.69	195.18	246.93	266.39	301.48
Th/U	4.01	5.28	3.13	5.76	4.42	4.82	4.32	6.64
Nd/Th	2.64	3.93	3.02	1.36	1.52	1.80	3.24	2.81
Q	34.81	32.68	33.99	37.37	35.15	35.07	23.51	28.63
An	3.69	5.65	4.72	2.84	3.45	4.59	10.47	13.83
Ab	32.38	32.94	33.01	29.98	30.47	32.64	42.35	34.86
Or	26.31	24.91	25.26	27.70	28.46	24.82	17.12	15.79
C	0.40	0.26	0.21	0.81	0.34	0.39	0.21	0.48
DI	93.50	90.53	92.26	95.05	94.08	92.53	82.98	79.28
A/CNK	1.03	1.02	1.02	1.07	1.03	1.03	1.01	1.02
AR	4.11	3.57	3.84	4.25	4.34	3.76	2.63	2.20
A/MF	5.84	4.06	5.06	10.59	6.55	5.69	2.69	2.62
C/MF	0.62	0.63	0.67	0.83	0.67	0.74	0.68	0.89
T _{Zr} (°C)	716.60	786.57	742.53	720.60	679.05	706.81	723.64	696.62

注:主量元素单位为%;稀土和微量元素单位为 10⁻⁶.

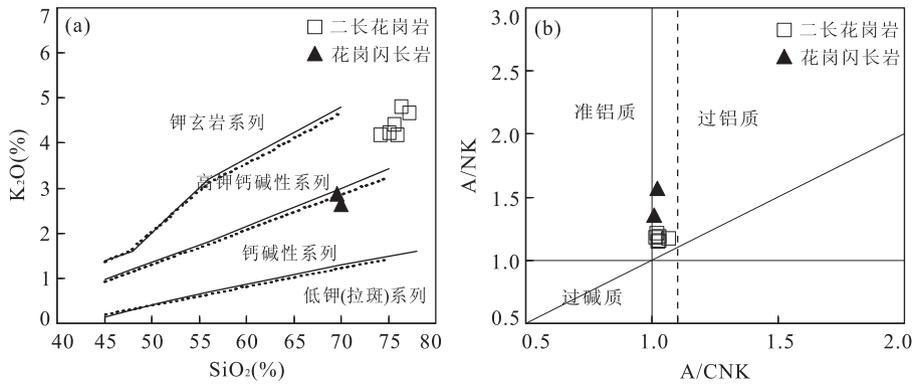


图 3 兴凯地块南部花岗岩 K_2O-SiO_2 (a) 与 $A/CNK-A/NK$ 图解 (b)

Fig. 3 The K_2O-SiO_2 (a) and $A/CNK-A/NK$ relations (b) of the granites from southern Xingkai block

3.2.2 稀土、微量元素 从稀土元素配分图及微量元素蛛网图(图 5)可以看出本区花岗岩稀土元素含量差异较大, $\Sigma REE = 96.94 \times 10^{-6} \sim 217.64 \times 10^{-6}$ 。样品稀土配分曲线呈明显的右倾型, 轻重稀土元素比值 $LREE/HREE = 2.14 \sim 3.51$, $(La/Yb)_N = 4.85 \sim 10.45$, $(Gd/Yb)_N = 1.00 \sim 1.52$, 轻稀土元素相对富集, 分馏明显, 重稀土元素相对亏损, 分馏相对不明显。铕异常差异较大 ($\delta Eu = 0.08 \sim 0.82$), 多为中等负异常(表 2)。微量元素组成上, 大离子亲石元素 Rb、Th、K 等比较富集, Sr、P、Ti 等高场强元素强烈亏损, Nb、Ta 相对亏损(图 5), 这些特点类似于东北地区的高分异 I 型花岗岩 (Wu *et al.*, 2003), 且岩浆可能来源于地壳。本区花岗闪长岩的 Rb/Sr、Nb/Ta 和 Zr/Hf 平均值分别为 0.43、18.93 和 40.19, 二长花岗岩的 Rb/Sr、Nb/Ta 和 Zr/Hf 平均值分别为 2.81、17.14 和 32.26。一般来说, 随着岩浆的分异演化, Rb/Sr 比值会增高, 而 Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值有逐渐降低的趋势 (Linnen and Keppler, 1997, 2002), 说明本区二长花岗岩相对花岗闪长岩岩浆分异演化程度较高。

3.3 锆石 Hf 同位素

在年代学数据和地球化学数据的基础上, 本文分别在金场沟岩体、风月桥林场岩体和天岭桥岩体选取了 3 个具有代表性的标本进行了锆石 Hf 同位素的测试。测试结果如表 3。

八楞山岩体 (JX1304) 共分析 10 个点, $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值介于 $0.282808 \sim 0.282907$ 之间, 加权平均值为 $0.282867 \pm 0.000016 (2\sigma, n=10)$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 介于 $5.34 \sim 8.88$ 之间, 平均值为 7.37, 单阶段模式年龄变化范围为 $512 \sim 666$ Ma, 平均值为 574 Ma。两阶段模式年龄变化范围为 $674 \sim 901$ Ma, 平均值为 771 Ma。

天岭桥岩体 (1322) 共分析 8 个点, $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值介于 $0.282773 \sim 0.282913$ 之间, 加权平均值为 $0.282845 \pm 0.000041 (2\sigma, n=8)$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 介于 $4.39 \sim 9.32$ 之间, 平均值为 6.98, 单阶段模式年龄变化范围为 $484 \sim 681$ Ma, 平均值为 580 Ma。两阶段模式年龄变化范围为 $648 \sim 963$ Ma, 平均值为 797 Ma。

风月桥林场岩体 (1327) 共分析 8 个点, $^{176}Hf/^{177}Hf$ 值介于 $0.282809 \sim 0.282872$ 之间, 加权平均值为 $0.282849 \pm 0.000019 (2\sigma, n=8)$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 介于 $5.61 \sim 8.15$ 之间, 平均值为 6.80, 单阶段模式年龄变化范围为 $530 \sim 630$ Ma, 平均值为 584 Ma。两阶段模式年龄变化范围为 $721 \sim 883$ Ma, 平均值为 807 Ma。

4 讨论

4.1 岩石成因类型及岩浆源区

4.1.1 岩石成因类型 花岗岩成因类型的划分目前被普遍接受的划分方案是 I、S、A 和 M 型, 以 I 型、S 型和 A 型为主。本文所研究的花岗岩为二长花岗岩和花岗闪长岩, 矿物中有角闪石, 无碱性暗色矿物, 铝饱和指数均介于 $1.0 \sim 1.1$ 之间, $Zr+Nb+Ce+Y$ 多数小于 350×10^{-6} (A 型花岗岩 $> 350 \times 10^{-6}$), 锆石饱和温度 $T_{Zr} = 679 \sim 787$ °C (平均值为 721 °C), 低于 A 型花岗岩锆石饱和温度 (一般大于 800 °C) (King *et al.*, 1997)。因此这些花岗岩不属于 A 型。实验研究表明, 在准铝质到弱过铝质岩浆中, 磷灰石的溶解度很低, 在岩浆分异过程中随 SiO_2 的增加而降低; 而在强过铝质岩浆中, 磷灰石溶解度变化趋势与此相反 (Wolf and London, 1994; 朱弟成等, 2009)。本区花岗岩为弱过铝质,

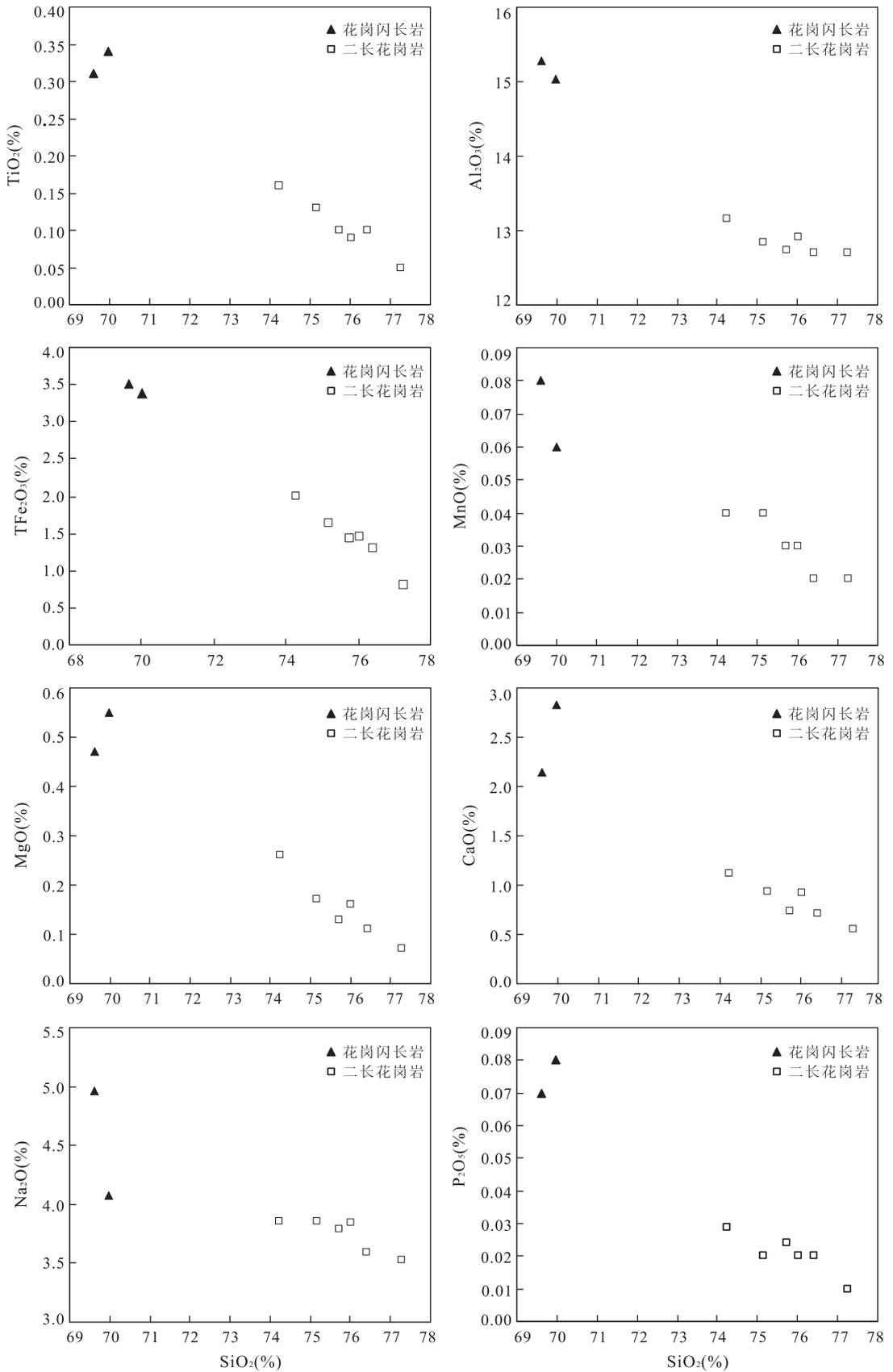


图 4 兴凯地块南部花岗岩 Harker 图

Fig. 4 Harker diagrams of the granites from southern Xing kai block

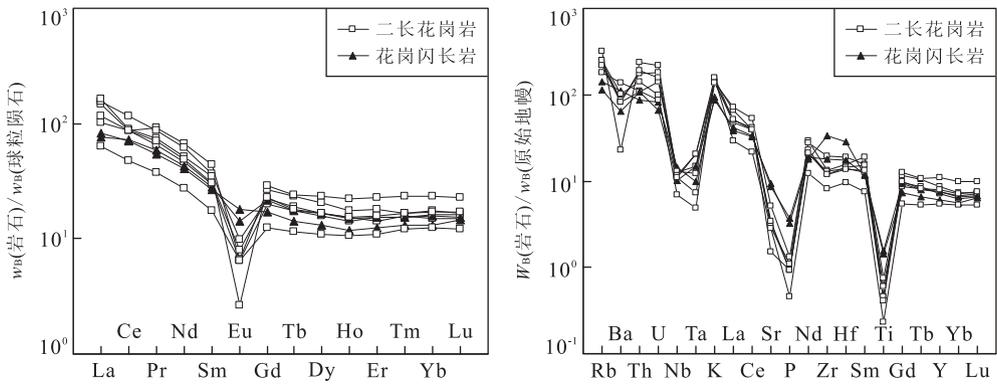


图 5 兴凯地块南部花岗岩稀土元素配分模式图和微量元素蛛网图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution pattern and Primitive mantle-normalized spidergram of granites batholith from southern Xingkai block

球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989

表 3 兴凯地块南部花岗岩锆石 Hf 同位素分析结果

Table 3 Zircon Hf isotope analysis of granite in southern Xingkai block

样品号	t (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	T_{DM1}	T_{DM2}
八楞山岩体												
JX1304-01	203	0.073 795	0.001 128	0.002 615	0.000 035	0.282 907	0.000 025	4.77	8.88	0.90	512	674
JX1304-02	203	0.062 531	0.000 784	0.002 285	0.000 028	0.282 846	0.000 020	2.63	6.79	0.72	596	809
JX1304-03	203	0.064 845	0.000 257	0.002 306	0.000 010	0.282 875	0.000 016	3.63	7.78	0.58	555	745
JX1304-04	203	0.070 502	0.000 525	0.002 518	0.000 015	0.282 853	0.000 021	2.87	7.00	0.73	590	795
JX1304-05	203	0.087 007	0.000 671	0.003 054	0.000 021	0.282 808	0.000 034	1.29	5.34	1.21	666	901
JX1304-06	203	0.053 818	0.000 623	0.001 945	0.000 021	0.282 884	0.000 019	3.96	8.16	0.67	536	721
JX1304-07	203	0.070 193	0.000 521	0.002 513	0.000 021	0.282 862	0.000 020	3.18	7.31	0.69	577	775
JX1304-08	203	0.058 328	0.000 262	0.002 093	0.000 008	0.282 870	0.000 018	3.45	7.63	0.65	559	754
JX1304-09	203	0.084 262	0.001 181	0.002 965	0.000 042	0.282 842	0.000 027	2.47	6.54	0.96	614	824
JX1304-10	203	0.087 070	0.000 964	0.003 029	0.000 030	0.282 892	0.000 026	4.25	8.31	0.91	540	711
天岭桥岩体												
1322-01	205	0.061 001	0.001 168	0.001 839	0.000 027	0.282 841	0.000 020	2.44	6.70	0.71	596	816
1322-02	205	0.042 468	0.000 360	0.001 266	0.000 009	0.282 913	0.000 019	4.99	9.32	0.66	484	648
1322-03	205	0.050 346	0.001 287	0.001 519	0.000 037	0.282 846	0.000 019	2.63	6.93	0.66	584	801
1322-04	205	0.030 169	0.000 122	0.001 072	0.000 005	0.282 773	0.000 017	0.03	4.39	0.60	681	963
1322-05	205	0.041 283	0.000 250	0.001 272	0.000 010	0.282 866	0.000 018	3.32	7.65	0.62	552	755
1322-06	205	0.055 616	0.000 225	0.001 965	0.000 011	0.282 798	0.000 018	0.91	5.15	0.65	661	915
1322-07	205	0.028 963	0.000 114	0.000 894	0.000 004	0.282 910	0.000 018	4.89	9.27	0.63	484	651
1322-08	205	0.029 777	0.000 501	0.000 876	0.000 014	0.282 831	0.000 016	2.09	6.47	0.55	595	830
风月桥林场岩体												
1327-01	202	0.042 825	0.000 164	0.001 411	0.000 008	0.282 859	0.000 016	3.06	7.31	0.57	564	774
1327-02	202	0.036 255	0.000 171	0.001 250	0.000 008	0.282 845	0.000 021	2.57	6.85	0.74	582	804
1327-03	202	0.034 793	0.000 388	0.001 216	0.000 013	0.282 848	0.000 016	2.69	6.96	0.58	577	796
1327-04	202	0.037 168	0.000 247	0.001 285	0.000 007	0.282 882	0.000 015	3.88	8.15	0.51	530	721
1327-05	202	0.028 917	0.000 088	0.001 025	0.000 002	0.282 834	0.000 017	2.18	6.49	0.61	594	827
1327-06	202	0.057 601	0.000 776	0.002 062	0.000 022	0.282 824	0.000 046	1.84	6.01	1.63	625	858
1327-07	202	0.033 068	0.000 190	0.001 115	0.000 003	0.282 809	0.000 016	1.32	5.61	0.58	630	883
1327-08	202	0.032 636	0.000 101	0.001 173	0.000 003	0.282 851	0.000 014	2.78	7.06	0.50	572	790

注： T_{DM1} 为单阶段模式年龄， T_{DM2} 为两阶段模式平均年龄，单位均为 Ma； $f_{\text{Lu/Hf}}$ 为分馏因子。

P_2O_5 含量随 SiO_2 含量的增加而降低(图 4)，与 I 型花岗岩演化趋势一致。这种趋势与 Y-Rb 图解所表现出的正相关趋势(图 6)相吻合，因为富 Y 矿物不

会在准铝质 I 型岩浆演化的早期阶段结晶出来，从而引起分异的 I 型花岗岩 Y 含量高，并与 Rb 含量呈正相关关系(李献华等, 2007)。本区花岗岩 P_2O_5

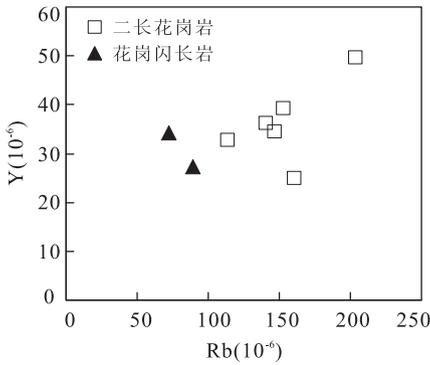


图 6 兴凯地块花岗岩 Y-Rb 图解

Fig. 6 Y-Rb relation of the granites from Xingkai block

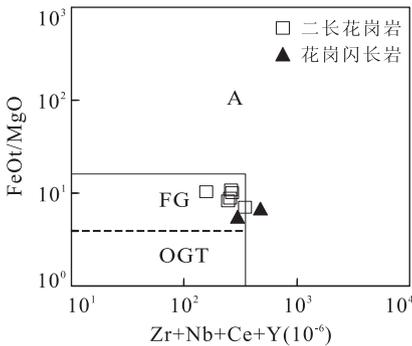


图 7 花岗岩成因类型判别图解

Fig. 7 Genetic type discrimination for the granites

及刚玉标准矿物分子含量 ($P_2O_5 = 0.01\% \sim 0.08\%$, 刚玉 = $0.21\% \sim 0.81\%$) 均与澳大利亚 Lachlan 褶皱带的 I 型花岗岩相似而与典型的 S 型花岗岩不同. 在 $Zr+Nb+Ce+Y-FeOt/MgO$ 分类图解(图 7)中落入了高分异的 I 型花岗岩中. 因此, 本文所研究的花岗岩, 尤其是二长花岗岩应为高分异型的 I 型花岗岩.

4.1.2 岩浆源区 兴凯地块南部中生代花岗岩的锆石 Hf 同位素分析结果见表 3, 其锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值均较高, 为 $0.282773 \sim 0.282913$ (图 8a). 二长花岗岩和花岗闪长岩 $\epsilon_{HF}(t)$ 均为正值 (4.39 ~ 9.32), 单个样品变化范围不大, 为 3 ~ 5 个单位. 整体来说研究区花岗岩 Hf 同位素成分变化不大, 组成较为均一. 这些花岗岩在 $t-\epsilon_{HF}(t)$ 图解(图 8b)上落入球粒陨石演化线之上且非常集中, 其二阶段 Hf 模式年龄较为年轻, 为新元古代 (0.65 ~ 0.96 Ga).

一般认为, 当岩石具有正的 $\epsilon_{HF}(t)$ 值时, 其源区物质多来自于亏损地幔或是从亏损地幔新增生的年轻地壳, 而负的 $\epsilon_{HF}(t)$ 值则表明岩石主要来自于古老地壳的再熔融或是岩浆形成或运移过程中受到了古老地壳的混染. 研究区花岗岩 $\epsilon_{HF}(t)$ 均为为正值,

没有负值出现, 且二长花岗岩和花岗闪长岩主、微量元素特征相似: 较富硅、铝弱过饱和 (A/CNK 在 1.0 ~ 1.1 之间)、轻稀土分馏明显而重稀土分馏相对不明显、富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 说明为壳源岩浆. 二者 $\epsilon_{HF}(t)$ 值较为一致, 说明来源于性质和组分相一致的源岩, 源区应该相同. 二长花岗岩和花岗闪长岩在 $t-\epsilon_{HF}(t)$ 图解上(图 8b)均集中在球粒陨石演化线之上, 结合其较为年轻的二阶段 Hf 模式年龄 (0.65 ~ 0.96 Ga), 推测其源区物质应为新元古代期间从亏损地幔新增生的年轻地壳物质.

4.2 构造背景

中国东北地区经历了古亚洲洋闭合及环太平洋俯冲等一系列复杂的构造演化. 任纪舜等 (1990) 认为中国东部在寒武纪—石炭纪主体属古亚洲体系, 二叠纪—侏罗纪为特提斯体系与古太平洋体系之联合, 至白垩纪, 特别是其中、晚期和第三纪以来属今太平洋体系. 多数学者通过对呼兰群变质岩和花岗岩的研究认为古亚洲洋最后在二叠纪末期—早三叠世闭合 (孙德有等, 2004; 吴福元等, 2007), 周建波等 (2012) 研究则认为最终闭合时间在 230 Ma 左右. 研究区花岗岩的形成时代为晚三叠世末期 (202 ~ 205 Ma), 时间上与上述事件相去甚远. 对吉黑东部岩浆岩以及东北构造格局的研究表明古太平洋板块向欧亚板块的俯冲作用始于早—中侏罗世 (孙德有, 2001; 周建波等, 2012). 从年代学角度来看, 本区花岗岩形成时代为晚三叠世末期 (202 ~ 205 Ma), 此时古亚洲洋已闭合完毕, 古太平洋板块开始向西俯冲. 与此同时, 佳木斯—兴凯地块与松嫩—张广才岭地块拼合, 且周建波等认为太平洋板块的向西俯冲导致了二者的拼合 (周建波等, 2012; 邵济安等, 2013).

本区花岗岩为二长花岗岩和花岗闪长岩, 岩石组合与活动大陆边缘靠内陆一侧的火山岩岩石组合相似 (邓晋福等, 2007). 岩石地球化学分析表明本区花岗岩是一套具有典型的钙碱性—高钾钙碱性岩系特征的 I 型花岗岩, 并且大多富硅, 符合活动大陆边缘环境下的演化特征. 花岗岩在 $Zr-(Nb_N/Zr_N)$ 构造判别图解中位于俯冲岩浆带上 (图 9a), 表明花岗岩的形成与岩浆俯冲作用关系密切; $Rb/Zr-Nb$ 图中位于初始岛弧—大陆弧与正常的大陆弧区域交界范围内 (图 9b); 活动大陆边缘区别于被动大陆边缘最重要的特征是具有与板块俯冲作用有关的火山弧和增生楔 (邵济安和唐克东, 1995), 而本区花岗岩在构造环境判别图解中也落入火山弧花岗岩区 (VAG),

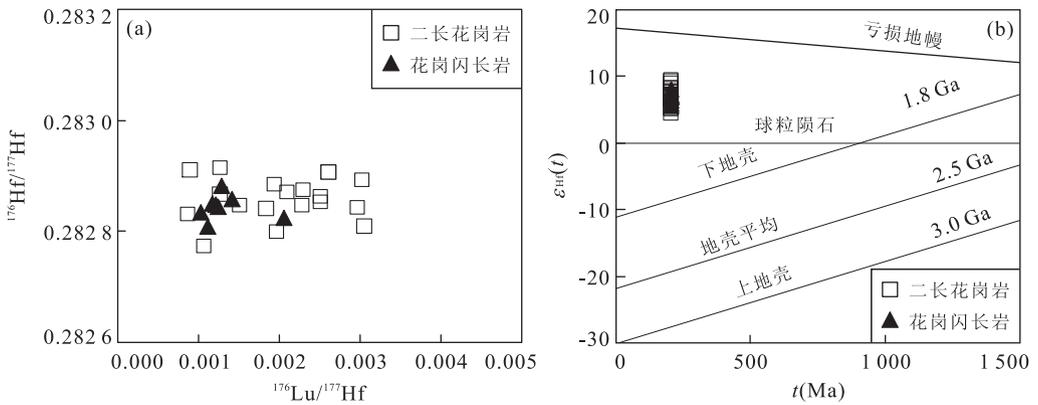


图 8 兴凯地块南部花岗岩 Lu-Hf 同位素相关性(a)和 Hf 同位素演化图解(b)

Fig. 8 Lu-Hf isotope relation (a) and Hf isotope evolution (b) of granites in southern Xingkai block

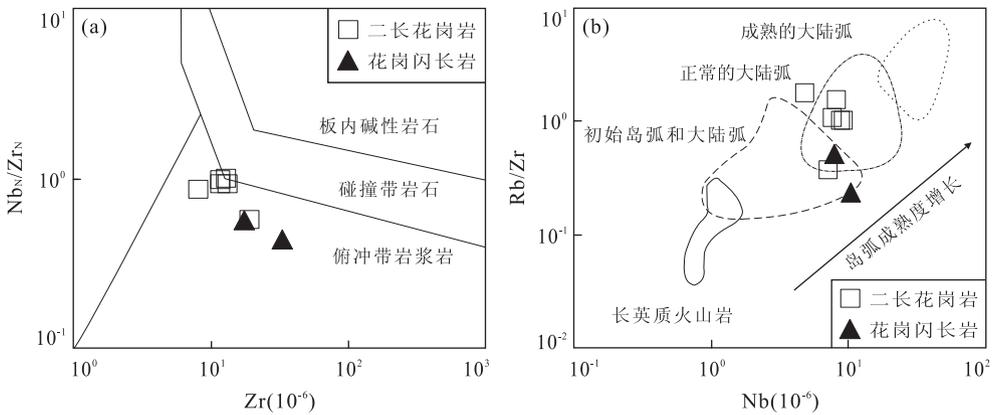


图 9 花岗岩构造环境判别图解

Fig. 9 Granite tectonic discrimination

图 a 据 Thieblemont and Tagyey(1994);图 b 据 Brown *et al.* (1984)

这些都暗示研究区花岗岩具有活动大陆边缘属性. 与之相近的佳木斯地块以西张广才岭地区的苇河花岗岩(202~179 Ma)与古太平洋板块向欧亚大陆俯冲消减有关(李蓉, 2013). 因此,从大区域构造背景来看,本区花岗岩也与古太平洋板块向欧亚大陆俯冲消减有关.

5 结论

根据以上对兴凯地块南部花岗岩锆石 U-Pb 测年、地球化学分析及 Hf 同位素分析的结果,结合区域构造演化历史,可以得出以下认识:

(1)兴凯地块南部花岗岩以二长花岗岩和花岗闪长岩为主,岩石以高硅、铝弱过饱和及较富碱为特征,地球化学特征显示二长花岗岩为高钾钙碱性系列的高分异的 I 型花岗岩;花岗闪长岩为钙碱性系列的 I 型花岗岩. (2)锆石 U-Pb 年龄测定表明,二

长花岗岩和花岗闪长岩成于同一时期,为 202~205 Ma 的晚三叠世末期. (3)二长花岗岩和花岗闪长岩的岩浆源区一致,均为亏损地幔增生的年轻地壳物质. (4)二长花岗岩和花岗闪长岩形成的构造背景相似,均与古太平洋板块向欧亚大陆俯冲消减有关. 这说明兴凯地块南部在 202~205 Ma 已开始受太平洋板块向西俯冲影响.

致谢:感谢西北大学大陆动力学国家重点实验室、中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室及中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室在样品制备和分析测试中给予的大力支持与帮助,感谢审稿人提出的意见和建议.

References

Andersen, T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses That do not Report ²⁰⁴Pb. *Chemical Geology*, 192:59-79. doi:10.1016/S0009-2541(02)00195-X

- Brown, G. C., Thorpe, R. S., Webb, P. C., 1984. The Geochemical Characteristics of Granitoids in Contrasting Arcs and Comments on Magma Sources. *Journal of Geological Society of London*, 141: 413—426. doi: 10.1144/gsjgs.141.3.0413
- Deng, J. F., Xiao, Q. H., Su, S. G., et al., 2007. Igneous Petrotectonic Assemblages and Tectonic Settings: A Discussion. *Geological Journal of China Universities*, 13(3): 392—402 (in Chinese with English abstract).
- Geology and Mineral Resources of Heilongjiang Province, 1993. Regional Geology of Heilongjiang Province. Geological Publishing House, Beijing, 380—407 (in Chinese).
- Hong, D. W., Guo, W. Q., Li, G. J., et al., 1987. Petrology of the Mirolitic Granite Belt in the Southeast Coast of Fujian Province and Their Petrogenesis. Science and Technology Press of Beijing, Beijing (in Chinese).
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W., et al., 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-Type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3): 371—391. doi: 10.1093/petroj/38.3.371
- Li, R., 2013. Age, Geochemistry and Petrogenesis of the Weihe Granite Batholith in the Northern Zhangguangcai Range (Dissertation). Jilin University, Changchun, 49—51 (in Chinese with English abstract).
- Li, X. H., Li, W. X., Li, Z. X., 2007. On the Genetic Classification and Tectonic Implication of the Early Yanshan Granitoids in the Nanling Range, South China. *Chinese Science Bulletin*, 52(9): 981—992 (in Chinese).
- Linnen, R. L., Keppler, H., 1997. Columbite Solubility in Granitic Melts; Consequences for the Enrichment and Fractionation of Nb and Ta in the Earth's Crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 213—227. doi: 10.1007/s004100050304
- Linnen, R. L., Keppler, H., 2002. Melt Composition Control of Zr/Hf Fractionation in Magmatic Processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(18): 3293—3301. doi: 10.1016/S0016-7037(02)00924-9
- Liu, Y. J., Zhang, X. Z., Jin, W., et al., 2010. Late Paleozoic Tectonic Evolution in Northeast China. *Geology in China*, 37(4): 943—951 (in Chinese with English abstract).
- Ren, J. S., Chen, T. Y., Niu, B. G., et al., 1990. Tectonic Evolution of the Continental Lithosphere and Metallogeny in Eastern China and Adjacent Areas. Science Press, Beijing, 22—28 (in Chinese).
- Ren, J. S., Wang, Z. X., Chen, B. W., et al., 1999. The Tectonic of China from a Global View: A Guide to the Tectonic Map of China and Adjacent Regions. Geological Publishing House, Beijing, 4—32 (in Chinese).
- Shao, J. A., 1991. The Crust Evolution in the Middle Part of the Northern Margin of the Sino-Korean Plate. Peking University Press, Beijing (in Chinese).
- Shao, J. A., Li, Y. F., Tang, K. D., 2013. Restoration of the Orogenic Progresses of Zhangguangcai Range. *Acta Petrologica Sinica*, 29(9): 2959—2970 (in Chinese with English abstract).
- Shao, J. A., Tang, K. D., 1995. Terranes in Northeast China and Evolution of Northeast Asia Continental Margin. Seismology Press, Beijing, 46—47 (in Chinese).
- Shao, J. A., Tang, K. D., Zhan, L. P., et al., 1995. Reconstruction of an Ancient Continental Margin and Its Implication: New Progress on the Study of Yanbian Region, Northeast China. *Science in China (Ser. B)*, 25(5): 548—555 (in Chinese).
- Sun, D. Y., 2001. Petrogenesis and Geodynamic Significance of Mesozoic Granites in Zhangguangcai Ranges (Dissertation). Jilin University, Changchun, 97—98 (in Chinese with English abstract).
- Sun, D. Y., Wu, F. Y., Zhang, Y. B., et al., 2004. The Final Closing Time of the West Lamulun River-Changchun-Yanji Plate Suture Zone—Evidence from the Dayushan Granitic Pluton, Jilin Province. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 34(2): 174—181 (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. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., *Magmatism in Oceanic Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 42: 313—345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Thiéblemont, D., Tegye, M., 1994. Une Discrimination Géochimique Des roches Différenciées Témoin de la Diversité d'Origine et de Situation Tectonique des Magmas Calco-Alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319: 87—94.
- Wolf, M. B., London, D., 1994. Apatite Dissolution into Per-aluminous Haplogranitic Melts: An Experimental Study of Solubilities and Mechanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 4127—4145. doi: 10.1016/0016-7037(94)90269-0
- Wu, F. Y., Li, X. H., Yang, J. H., et al., 2007. Discussions on the Petrogenesis of Granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217—1238 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., et al., 2003. Highly Fractionated I-Type Granites in NE China (1): Geochronology and Petrogenesis. *Lithos*, 66: 241—273. doi:

10.1016/S0024-4937(03)00015-X

Yuan, H. L., Wu, F. Y., Gao, S., et al., 2003. Determination of U-Pb Age and Rare Earth Element Concentrations of Zircons from Cenozoic in Northeastern China by Laser Ablation ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 48 (14): 1511-1520 (in Chinese).

Zhang, K. J., 1995. North and South China Collision along the Eastern and Southern North China Margins. *Tectonophysics*, 270: 145-156. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00208-9

Zhang, K. J., 2003. Granulite Xenoliths from Cenozoic Basalts in SE China Provide Geochemical Fingerprints to Distinguish Lower Crust Terrances from the North and South China Tectonic Blocks; Comment. *Lithos*, 73: 127-134.

Zhou, J. B., Zeng, W. S., Cao, J. L., et al., 2012. The Tectonic Framework and Evolution of the NE China: From ~500 Ma to ~180 Ma. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 42(5): 1298-1316, 1329 (in Chinese with English abstract).

Zhu, D. C., Mo, X. X., Wang, L. Q., et al., 2009. Petrogenesis of Highly Fractionated I-Type Granites in the Chayu Area of Eastern Gangdese, Tibet; Constraints from Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry and Sr-Nd-Hf Isotopes. *Science in China (Ser. D)*, 39(7): 833-848 (in Chinese).

附中文参考文献

邓晋福, 肖庆辉, 苏尚国, 等, 2007. 火成岩组合与构造环境讨论. *高校地质学报*, 13(3): 392-402.

黑龙江省矿产局, 1993. 黑龙江区域地质志. 北京: 地质出版社, 380-407.

洪大卫, 郭文岐, 李戈晶, 等, 1987. 福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化. 北京: 北京科学技术出版社.

李蓉, 2013. 张广才岭北部苇河花岗岩基的时代、地球化学特征及岩石成因(硕士学位论文). 长春: 吉林大学, 49-51.

李献华, 李武显, 李正祥, 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. *科学通报*, 52(9): 981-992.

刘永江, 张兴洲, 金巍, 等, 2010. 东北地区晚古生代区域构造演化. *中国地质*, 37(4): 943-951.

任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等, 1990. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 22-28.

任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等, 1999. 从全球看中国大地构造中国及邻区大地构造图简要说明. 北京: 北京地质出版社, 4-32.

邵济安, 1991. 中朝板块北缘中段地壳演化. 北京: 北京大学出版社.

邵济安, 李永飞, 唐克东, 2013. 张广才岭造山过程的重构及其大地构造意义. *岩石学报*, 29(9): 2959-2970.

邵济安, 唐克东, 1995. 中国东北地体与东北亚大陆边缘演化. 北京: 地震出版社, 46-47.

邵济安, 唐克东, 詹立培, 等, 1995. 一个古大陆边缘的再造及其大地构造意义——延边地质研究新进展. *中国科学(B辑)*, 25(5): 548-555.

孙德有, 2001. 张广才岭中生代花岗岩成因及其地球动力学意义(博士学位论文). 长春: 吉林大学, 97-98.

孙德有, 吴福元, 张艳斌, 等, 2004. 西拉木伦河—长春—延吉板块缝合带的最后闭合时间——来自吉林大玉山花岗岩体的证据. *吉林大学学报(地球科学版)*, 34(2): 174-181.

吴福元, 李献华, 杨进辉, 等, 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. *岩石学报*, 23(6): 1217-1238.

袁洪林, 吴福元, 高山, 等, 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. *科学通报*, 48(14): 1511-1520.

周建波, 曾维顺, 曹嘉麟, 等, 2012. 中国东北地区的构造格局与演化: 从 500 Ma 到 180 Ma. *吉林大学学报(地球科学版)*, 42(5): 1298-1316, 1329.

朱弟成, 莫宣学, 王立全, 等, 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束. *中国科学(D辑)*, 39(7): 833-848.