https://doi.org/10.3799/dqkx.2021.162



# 大兴安岭北段免渡河地区晚石炭世二长花岗岩成因: 锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素和地球化学证据

许逢明,孙 巍\*,吴大天,王奎良,周永恒

中国地质调查局沈阳地质调查中心,辽宁沈阳 110034

摘 要:为了确定大兴安岭北段晚石炭世二长花岗岩的成因及其构造背景,对免渡河地区二长花岗岩样品进行了锆石U-Pb 年代学、Hf同位素及地球化学分析测试.锆石U-Pb测年结果显示,二长花岗岩形成于307~308 Ma,为晚石炭世岩浆活动的产物.主量元素特征表明,二长花岗岩具有富碱(全碱=7.28%~9.08%)、高钾(K<sub>2</sub>O=3.45%~5.54%)和弱过铝质(A/CNK= 1.02~1.19)特征,属高钾钙碱性I型花岗岩.微量元素特征表明,二长花岗岩具有中等的负铕异常(&Eu=0.29~0.77),明显富 集大离子亲石元素(Rb、K、Th、U)和轻稀土元素,显著亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti)和P元素.此外Hf同位素特征显示, ε<sub>Hf</sub>(t) 值为介于+7.7~+12.5, t<sub>DM2</sub>年龄介于501~764 Ma,表明岩浆来源于新元古代晚期下地壳新增生的角闪岩相物质部分熔融形 成,并经历了显著的结晶分离过程.结合年代学、地球化学与区域地质特征,认为免渡河地区二长花岗岩是额尔古纳一兴安地 块与松嫩地块碰撞拼贴后的后碰撞阶段的产物.

**关键词:** 二长花岗岩;锆石U-Pb年代学;Hf同位素;地球化学;岩石成因;构造背景. **中图分类号:** P597 **文章编号:** 1000-2383(2022)08-2839-17 **收稿日期:** 2021-07-15

# The Petrogenesis of Late Carboniferous Monzogranite in Mianduhe Area, Northern Great Xing'an Range: Evidence from Zircon U-Pb Ages, Hf Isotopic and Geochemical Features

Xu Fengming, Sun Wei<sup>\*</sup>, Wu Datian, Wang Kuiliang, Zhou Yongheng

Shenyang Center of China Geological Survey, Shenyang 110034, China

**Abstract:** To determine the petrogenesis and tectonic setting of the Late Carboniferous monzogranite in the northern Great Xing'an Range, (Method) the paper analyzes the zircon U-Pb geochronology, Hf isotope and geochemistry of the monzogranite samples from Mianduhe area. The zircon U-Pb dating results show that the monzongranite was formed at 307-308 Ma, belonging to theLate Carboniferous. The characteristics of major elements reveal thatthe granite is characterized by alkali-rich(total alkali=7.28%-9.08\%), high potassium (K<sub>2</sub>O=3.45%-5.54%) and weak peraluminous (A/CNK=1.02-1.19), suggesting that it can be classified as high potassium calc-alkaline I-type granite. The characteristics of trace elements reveal thatthe granite has medium-negative Eu anomaly( $\delta$ Eu=0.29-0.77), obviously enriched LILES (Rb, K, Th and U) and LREE, significantly depleted HFSEs

**Citation**: Xu Fengming, Sun Wei, Wu Datian, Wang Kuiliang, Zhou Yongheng, 2022. The Petrogenesis of Late Carboniferous Monzogranite in Mianduhe Area, Northern Great Xing 'an Range: Evidence from Zircon U-Pb Ages, Hf Isotopic and Geochemical Features. *Earth Science*, 47(8):2839–2855.

**基金项目:**国家重点研发计划深地资源勘查开采专项项目(No.2017YFC0601305);中国地质调查局地质调查项目(Nos. 1212011220437、DD20201162).

作者简介:许逢明(1985-),男,高级工程师,主要从事区域矿产地质调查.ORCID:0000-0003-4470-3149.E-mail:839381949@qq.com \* 通讯作者:孙巍,ORCID:0000-0003-0269-0730.E-mail:soohiboy@126.com

**引用格式:**许逢明,孙巍,吴大天,王奎良,周永恒,2022.大兴安岭北段免渡河地区晚石炭世二长花岗岩成因:锆石U-Pb年代学、Hf同位素和地 球化学证据.地球科学,47(8):2839-2855.

(Ti, Ta and Nb) and P. In addition, the Hf isotope characteristics show that the  $\epsilon_{HI}(t)$  values range from +7.73 to +12.46, with the  $t_{DM2}$  age of 501-764 Ma, indicating that their parent magma was formed by partial melting of the Neoproterozoic juvenile lower crust under the amphibolite facies, and then experienced significant fraction crystallization. Combined with previous study, it is suggested that the Mianduhe monzogranite was responded for the collage of the Erguna-Xing' an block and the Songnen block in an post-collision setting during the Late Carboniferous.

Key words: monzogranite; zircon U-Pb chronology; Hf isotope; geochemistry; petrogenesis; tectonic setting.

# 0 引言

位于兴蒙造山带东段的大兴安岭地区,是研究 造山带构造演化的重要地区之一,由北西向南东跨 越了额尔古纳地块、兴安地块及松嫩地块三大地 块,这些地块的属性、边界及相互间的碰撞拼合历 史是该区地质研究中的重要科学问题,其对于了解 古亚洲洋及兴蒙造山带的演化历史具有重要的意 义(Liu et al.,2017;李锦轶等,2019).

目前众多学者关于额尔古纳与兴安地块的碰撞拼贴位置及其时间认识相对较为一致.两大地块的碰撞拼贴位置为头道桥一喜桂图旗一塔源一新林缝合带,于早古生代(~500 Ma以前)最终碰撞拼贴完成(葛文春等,2005;徐备等,2014;Liu et al.,2017).该条缝合带的典型特征以北部新林蛇绿岩、中部吉峰蛇绿岩、南部头道桥蓝片岩等出露为标志,空间上呈北东向条带状展布.

关于额尔古纳一兴安地块和松嫩地块的碰撞 拼贴位置现在大多数学者有比较一致的看法,认为 贺根山一嫩江一黑河缝合带为两地块的碰撞拼合 位置(崔芳华等,2013;Liu et al., 2017);然而由于 缺少大兴安岭地区兴安地块岩浆、构造和古地理等 制约,两大地块的碰撞拼贴时间存在很大争议,具 体如下:根据晚志留世图瓦贝古生物群的分布规 律、古生代地层分布特征及贺根山蛇绿岩中橄榄岩 的 Sm-Nd 等时线定年结果,一些学者认为两大地块 的拼贴时间为晚志留世一早泥盆世,拼贴后的地块 在晚古生代广泛发育陆内裂谷(唐克东等,1995;徐 备等,2014);晚泥盆世-早石炭世(许文良等, 2019);根据兴安地块发育的 A 型花岗岩(290~260 Ma), 贺根山蛇绿岩中辉长岩(354±4 Ma和353±4 Ma)、斜长花岗岩(345±5 Ma)、辉长闪长岩(341± 3 Ma)及玄武岩(359±5 Ma),乌尔其汗埃达克质花 岗闪长岩(341±3 Ma),阿荣旗音河岩体堆晶角闪 辉长岩及石英闪长岩(351±1 Ma)等,一些学者认 为两大地块拼贴于早石炭世末期,即额尔古纳一兴 安地块在泥盆纪处于活动大陆边缘环境,之后在早 二叠世转为后碰撞或后造山构造环境(周长勇等, 2005;赵芝等,2010;张超等,2020);根据小兴安岭 西北部科洛杂岩的变质年龄(216 Ma),苗来成等 (2003)认为两大地块的拼贴时间为三叠纪等.这些 争议在很大程度上制约了对我国大兴安岭地区晚 古生代区域构造演化的深刻认识.

由此可见,还需要进一步深入研究额尔古纳一 兴安地块与松嫩地块间碰撞拼合历史,以便更准确 厘定贺根山一嫩江一黑河缝合带的碰撞拼贴时间. 因此,笔者在前人研究基础上,对位于大兴安岭北 段免渡河地区晚石炭世二长花岗岩进行锆石U-Pb 年代学、Hf同位素分析以及地球化学研究,探讨其 形成时代、成因以及构造背景,为额尔古纳一兴安 地块和松嫩地块间的碰撞拼合历史研究提供新 证据.

# 1 地质背景及样品特征

研究区位于内蒙古牙克石市免渡河地区,大地 构造位置上位于兴安地块北段,靠近新林-喜桂图 缝合带(图1a).兴安地块北段晚古生代岩浆侵入活 动较为发育,根据岩石组合及形成时代可以分为以 下4个阶段:(1)晚泥盆世(383~373 Ma)侵入岩主 要为闪长岩,分布于牙克石博克图地区;(2)早石炭 世(355~330 Ma)侵入岩主要为辉长岩、石英闪长 岩和花岗闪长岩组合,呈北东向带状展布,零星出 露,属于钙碱性系列(周长勇等,2005;赵芝等, 2010);(3)晚石炭世(320~300 Ma)侵入岩主要为 花岗闪长岩和二长花岗岩组合,呈面形分布,属于 高钾钙碱性系列(崔芳华等,2013);(4)早-中二叠 世(290~260 Ma),主要在小兴安岭西北部一东乌 旗-苏尼特左旗等地区出露较大规模的 A 型花岗 岩带(施光海等,2004).兴安地块北段晚古生代含火 山岩的地层出露广泛.主要有大民山组(D<sub>3</sub>d)出露 在牙克石、乌奴耳和兴隆地区,形成为一套海相火 山岩、碎屑岩、碳酸盐岩和放射虫硅质岩的岩石组

合,形成时代(362~373 Ma)为晚泥盆世,具有大陆 边缘岛弧环境(赵芝等,2010);红水泉组(C<sub>1</sub>h):主 要分布于海拉尔、免渡河地区,为一套正常海相沉 积建造,主要由碎屑岩、灰岩组成,局部夹有少量凝 灰岩,形成时代(335~347 Ma)为早石炭世,属于弧 后盆地沉积构造背景(赵芝等,2012);宝力高庙组 (C<sub>2</sub>b):沿二连浩特一东乌旗一扎赉特旗一黑河一线 广泛分布,为一套陆相中酸性火山熔岩、火山碎屑 岩和正常沉积岩的组合,根据植物化石及粗面岩锴 石测年结果(305~297 Ma)、确定地层时代为晚石 炭-早二叠世,属于后碰撞构造背景环境(武跃勇 等,2015).

研究区出露的地层主要为晚古生代地层大民 山组,其为一套海相火山地层;中生代地层白音高 老组,其为一套陆相火山地层.出露的侵入岩主要 为晚石炭世免渡河岩体,岩石组合为黑云母二长花 岗岩及二长花岗岩,出露面积约25 km<sup>2</sup>,岩体呈北东 向展布,西侧与中生代地层呈断层接触,南、北两侧 被新生代地层覆盖,东侧与晚古生代地层呈侵入接 触.根据野外观察,这套晚石炭世侵入岩均未发生 区域变形,呈块状构造,地表浅部经历较弱的风化 呈球状.

岩相学特征:二长花岗岩,新鲜面呈灰白、浅肉 红色,块状构造,中细粒一中粗粒花岗结构,矿物粒 径 0.5~5.0 mm,主要矿物成分为斜长石(25%~ 35%)、碱性长石(30%~35%)、石英(25%~35%) 及少量黑云母(0~10%),副矿物为榍石、锆石、褐帘 石、绿帘石.其中斜长石呈半自形宽板状,镜下可见 宽窄不一的聚片双晶,边部环带发育,以更中长石 为主,部分晶体发生强绢云母化、泥化蚀变,呈浅灰 色、浅褐色;碱性长石半自形粒状、宽板状,显微镜 下见条纹细脉状、斑点状的格子双晶,以微斜条纹 长石为主;石英主要为他形粒状集合体,波状消光; 黑云母呈较规则片状,黄褐色,被绿泥石交代,多色 性明显.

# 2 分析方法

本次工作挑选新鲜无蚀变样品进行了岩石化 学、锆石U-Pb年代学及Hf同位素分析.

主量、微量、稀土元素由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成.其中,主量元素采用飞利浦AB-104LPW2404X射线荧光光谱(XRF)玻璃熔片法,分析精度和准确度>5%.微量、稀土元素分

析采用德国Finnigan-MAT公司制造的ELEMEN-TI电感耦合等离子体质谱仪测定(ICP-MS).ICP-MS主要工作条件:ICP条件为载气流量0.99 L/ min;冷却气流量13.00 L/min;射频功率1350 W, 辅助气流量0.85 L/min,玻璃同心雾化器,带水冷的 玻璃雾室,带膜去溶进样装置.MS条件为镍锥,孔 径0.8 mm,双聚焦磁质谱系统,分辨率300~1100.

锆石样品挑选由廊坊市地科勘探技术服务有限公司完成,制靶工作和CL图像采集由北京锆年领航科技有限公司完成.锆石U-Pb同位素定年在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室利用LA-ICP-MS分析完成.锆石样品的U-Pb年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用Isoplot/Ex\_ver4完成.

锆石原位Lu-Hf同位素分析也在中国地质科学 院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评 价重点实验室利用LA-ICP-MS分析完成完成,在 锆石的U-Pb定年分析点上进行Hf同位素分析.同 样也是利用激光烧蚀多接收器电感耦合等离子体 质谱仪(LA-MC-ICP-MS)完成,通过193 nm FX激 光器完成了锆石剥蚀,分析采用的激光束斑的直径 为50 μm,采用的锆石GJ-1标准,对Hf同位素以及 Yb同位素的比值进行的指数归一化质量歧视校正, 分别采用的是<sup>179</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf=0.732 50和<sup>173</sup>Yb/<sup>172</sup>Yb= 1.352 74(Chu *et al.*,2002).通过对<sup>176</sup>Lu和<sup>176</sup>Yb进行干 扰校正(Chu *et al.*,2002);对<sup>176</sup>Yb的同质异位素干 扰校正是以剥蚀过程中β(Yb)平均值作为Yb的质 量歧视校正系数.

# 3 岩石地球化学特征

免渡河二长花岗岩的主量元素、微量元素及稀 土元素分析数据(表1~表3).

#### 3.1 主量元素特征

分析结果显示,二长花岗岩具有高硅、富碱特 点,SiO<sub>2</sub>含量为67.47%~75.63%(平均71.78%),全 碱 (Alk)含量为7.28%~9.08%,K<sub>2</sub>O含量为 3.45%~5.54%,Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O比值为0.64%~1.11% (平均值为0.87),相对富钾,在TAS(全碱-SiO<sub>2</sub>)图 解(图 3a)和SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O图解(图 3d)中,大多数样品落 入亚碱性花岗岩和高钾钙碱性系列范围;A/CNK 值介于1.02~1.19(平均值1.06),A/NK值介于 1.10~1.56(平均值1.33),在A/NK-A/CNK图解



Fig.1 Tectonic division of the NE China, showing the major blocks, sutures, and faults (modified after Liu *et al.*, 2017)(a);Sche-

matic geological map of Mianduhe area (b)

EB. 额尔古纳地块;XB. 兴安地块;SNB. 松嫩地块;JB. 佳木斯地块;KB. 堪察加地块;NT. 那单哈达增生地体;XXS. 新林一喜桂图缝合带; HHS. 贺根山一黑河缝合带;MYS. 牡丹江一依兰缝合带;SXCYS. 索伦科尔一西拉木伦一长春一延吉缝合带;1. 德尔布干断裂;2. 嫩江一八 里罕断裂;3. 佳木斯一依兰断裂;4. 敦化一密山断裂;5. 跃进山断裂;6. 赤峰一开源断裂



图 2 免渡河二长花岗岩手标本、野外露头和正交偏光显微镜下照片

Fig.2 Hand specimens, field outcrop and orthogonal polarizing microscope photos of Minduhe monzogranite Pl. 斜长石;Kfs. 钾长石;Qz. 石英;Bit. 黑云母;a. 中粗粒二长花岗岩手标本(3320-2);b. 中粗粒二长花岗岩正交偏光显微照片;c. 中细粒黑云母二长花岗岩手标本(S004);d. 中细粒黑云母二长花岗岩正交偏光显微照片;e. 中细粒黑云母二长花岗岩野外露头(S013);f. 中细粒黑云母 二长花岗岩正交偏光显微照片

(图 3b)中,所有样品落入弱的过铝质区域;在 SiO<sub>2</sub>-FeO<sup>T</sup>/(FeO<sup>T</sup>+MgO)图解中(图 3c),样品大多数落 入镁质花岗岩区.

### 3.2 稀土及微量元素特征

从表2可知,研究区二长花岗岩稀土元素总量 为(98.31~210.40)×10<sup>-6</sup>,平均值154.95×10<sup>-6</sup>; LREE/HREE为8.01~17.37、La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>值为7.23~ 25.83;在经球粒陨石标准化后的REE配分图解中 (图3e),显示明显的轻稀土富集、重稀土亏损的特 点,出现了明显的Eu负异常( $\delta$ Eu介于0.29~0.77), 指示成岩过程中存在富轻稀土元素矿物(磷灰石、 绿帘石等)和斜长石的分离结晶作用,曲线呈明显 的右倾"V"字型特征与典型的S型花岗岩所表现出 来的"海鸥型"稀土元素配分型式明显不同.

在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图3f)上,

免渡河二长花岗岩微量元素呈现多峰谷"W"型模式,大离子亲石元素 Rb、K、Th、U相对富集,Ba、Sr 相对亏损,Nb、Ta、Ti等高场强元素和P元素显著 亏损.高场强元素Nb、Ta的亏损表明岩浆为地壳来 源或曾受到地壳物质的混染,而Ba、Sr、P、Ti的亏损 表明岩浆演化过程中曾发生过斜长石及磷灰石、钛 铁矿等副矿物的分离结晶作用.

# 4 年代学特征

#### 4.1 锆石 U-Pb 年代学

本文对研究区内免渡河二长花岗岩体3件样品 进行了LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试(见图 1b).样品编号为3320-2、S004、S013.由于半衰期差 异,锆石中放射成因<sup>206</sup>Pb 的丰度比放射成因<sup>207</sup>Pb 的 丰度约高一个数量级,对年轻锆石来说,<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U

Table 1       Major compositions of Mianduhe monzogranite										
样品编号	3029-1	3332-1	3320-2	S004	S005	S014	S013	G217	G334-2	
SiO <sub>2</sub>	73.39	70.47	71.28	70.93	74.92	75.63	67.49	67.47	74.48	
$\mathrm{TiO}_2$	0.24	0.38	0.36	0.311	0.19	0.15	0.52	0.55	0.24	
$Al_2O_3$	13.86	14.65	14.32	14.87	13.23	12.78	15.45	15.62	14.18	
$Fe_2O_3$	1.68	2.63	2.47	2.25	1.22	1.32	3.28	3.57	0.95	
FeO	1.02	1.58	0.97	0.96	1.00	1.18	2.01	1.91	0.49	
MnO	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.02	0.07	0.06	0.01	
MgO	0.55	1.02	0.98	0.85	0.23	0.22	1.27	1.51	0.15	
CaO	1.57	1.57	1.32	2.25	0.61	0.43	2.18	2.71	0.53	
Na2O	3.66	3.63	3.7	3.84	3.54	3.55	4.01	3.83	3.61	
$K_2O$	4.35	4.44	4.19	3.84	5.54	5.32	3.76	3.45	4.62	
$P_2O_5$	0.09	0.15	0.15	0.11	0.04	0.04	0.21	0.19	0.09	
LOI	0.53	0.96	1.08	0.6	0.46	0.52	1.76	1.02	1.12	
Total	100.98	101.53	100.87	100.86	101.01	101.16	102.01	101.89	100.47	
$Na_2O\!+\!K_2O$	8.01	8.07	7.89	7.68	9.08	8.87	7.77	7.28	8.23	
$\mathrm{Na_2O/K_2O}$	0.84	0.82	0.88	1.00	0.64	0.67	1.07	1.11	0.78	
A/CNK	1.02	1.08	1.10	1.02	1.02	1.03	1.06	1.04	1.19	
A/NK	1.29	1.36	1.35	1.42	1.12	1.10	1.45	1.56	1.30	
δ	2.11	2.37	2.20	2.11	2.58	2.41	2.47	2.17	2.15	
FeO <sup>T</sup>	2.53	3.94	3.19	2.98	2.10	2.37	4.96	5.12	1.34	
$Mg^{\#}$	30.46	34.12	38.02	36.44	17.91	15.78	33.87	37.11	18.49	

表1 免渡河二长花岗岩样品主量元素分析测试结果

年龄值精度相对较高.由于本文所测定的岩石均形 成于显生宙(<500 Ma),本文以<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄计 算,单个分析点的分析误差18,但加权平均后的同 位素年龄误差为28.本区晚白垩世免渡河二长花岗 岩体的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果见 附表1.根据这些数据所做的锆石U-Pb谐和图如图 5 所 示 . 由 附 表 1 和 图 5 可 知 , 3 个 样 品 的 锆石<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U加权年龄分别为308±2Ma(3320-2)、 308±1 Ma(S004)、307±2 Ma(S013), 免渡河地区 二长花岗岩体的岩浆结晶年龄为307~308 Ma,形 成时代为晚石炭世.

样品 3320-2 采于免渡河镇煤窑沟河西岸,坐标 纬度 N49°01′28″,经度 E120°56′51″.CL 图像显示(图 4) 锆石多呈自形长柱状, 部分锆石颗粒晶型不完 整,较为破碎,自形晶锆石长度在126~260 um之 间,长宽比为3:1~2:1,发育典型的岩浆振荡环带, Th/U比值为0.61~1.82,表明其为岩浆成因锆石. 锆石的U-Pb测试结果显示:20颗锆石分析数据,除 两个分析点谐和度较低外(3320-2-1、54%;3320-2-1、62%),其余18个数据谐和度均大于94%, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U加权年龄平均值为308±2Ma,代表了二

长花岗岩的岩浆结晶年龄.

样品S004采于免渡河镇煤窑沟河东岸,坐标纬 度 49°00′41″, 经度 121°00′16″. CL 图像显示(图 4) 锆 石多呈自形长柱状,锆石长度在108~264 µm之间, 长宽比为3:1~2:1,发育典型的岩浆振荡环带,Th/ U比值为0.36~1,表明其为岩浆成因锆石.锆石的 U-Pb测试结果显示:20颗锆石分析数据全部位于 谐和线上或其附近,206Pb/238U加权年龄平均值为 308±1 Ma,代表了二长花岗岩的岩浆结晶年龄.

样品 S013采于免渡河镇免渡河农场三队北侧, 坐标纬度 N49°04′16″, 经度 E121°01′39″.CL 图像显 示(图4)锆石多呈自形长柱状,部分锆石较为破碎, 晶型不完整,呈短柱状,自形锆石长度在112~216 µm之间,长宽比为3:1~2:1,发育典型的岩浆振荡 环带,Th/U比值为0.6~1.3,表明其为岩浆成因锆 石. 锆石的 U-Pb 测试结果显示: 20 颗锆石分析数 据,除5个分析数据谐和度较低(2013-4、47%;2013 -10,34%;2013-11,71%;2013-19,71%;2013-20, 31%),其余15个数据位于谐和线上或其附近, 206Pb/238U年龄平均值为307±2Ma,代表了二长花 岗岩的岩浆结晶年龄.



图 3 免渡河二长花岗岩 TAS(全碱-SiO<sub>2</sub>)图解(a,据 Irvine and Baragar, 1971);A/CNK-A/NK 图解(b,据 Maniar and Piccoli, 1989);SiO<sub>2</sub>-FeO<sup>T</sup>/(FeO<sup>T</sup>+MgO)图解(c,据 Frost *et al.*, 2001);SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解(d,据 Rickwood *et al.*, 1989);稀土元素球粒 陨石标准化配分模式图解(e,球粒陨石标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989);微量元素原始地幔标准化蛛网图解(f,原 始地幔标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989)

Fig.3 TAS(Alk vs SiO<sub>2</sub>) diagram(a, after Irvine and Baragar, 1971); A/CNK vs A/NK diagram (b, after Maniar and Piccoli, 1989); SiO<sub>2</sub> vs FeO<sup>T</sup>/(FeO<sup>T</sup>+MgO) diagram (c, after Frost *et al.*, 2001); SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O diagram (d, after Rickwood *et al.*, 1989); Chondrite-normalized REE distribution pattern diagram(e, the chondrite normalization values after Sun and Mc-donough, 1989); Primitive Mantle-normalized trace element spider diagram(f, the primitive mantle normalization values after Sun and Mcdonough, 1989) of Minaduhe monzogranite

### 4.2 锆石 Hf 同位素特征

免渡河地区黑云母二长花岗岩进行了3个样品

(样品 3320-2、S004、S013)的锆石微区 Hf 同位素测定. 锆石的 Lu-Hf 同位素测定结果列于附表 2 所有

Table 2 Rare earth element $(10^{-6})$ compositions of Mianduhe monzogranite									
样品编号	3029-1	3332-1	3320-2	S004	S005	S014	S013	G217	G334-2
La	23.70	33.70	27.60	26.40	46.50	34.60	35.30	34.10	26.00
Ce	47.40	75.00	69.40	56.10	85.10	69.40	77.60	77.90	48.50
Pr	4.46	8.12	6.99	5.40	11.40	8.01	9.67	8.31	6.00
Nd	14.90	31.00	26.50	19.70	42.40	29.20	37.60	32.60	22.80
Sm	2.06	5.68	5.07	3.63	7.69	5.08	7.33	6.44	4.63
Eu	0.44	0.87	0.84	0.72	0.65	0.44	1.34	1.19	0.93
Gd	1.48	4.40	4.43	3.26	6.01	3.74	6.32	5.05	4.02
Tb	0.20	0.73	0.67	0.56	0.92	0.53	0.97	0.93	0.59
Dy	1.04	3.93	3.34	2.65	3.96	2.11	5.12	4.94	2.82
Но	0.23	0.70	0.65	0.51	0.75	0.35	0.97	0.89	0.49
Er	0.76	2.20	1.96	1.65	2.10	0.86	3.28	2.36	1.30
Tm	0.15	0.36	0.28	0.24	0.33	0.14	0.45	0.41	0.22
Yb	1.27	2.10	2.06	2.18	2.25	0.96	3.50	2.42	1.58
Lu	0.22	0.32	0.26	0.23	0.34	0.15	0.47	0.31	0.21
Υ	8.00	21.40	19.70	16.60	20.50	9.71	29.90	25.60	13.30
ΣREE	98.31	169.12	150.04	123.23	210.40	155.56	189.91	177.85	120.09
LREE	92.96	154.37	136.40	111.95	193.74	146.73	168.84	160.54	108.86
HREE	5.35	14.75	13.64	11.29	16.65	8.83	21.07	17.31	11.23
LREE/HREE	17.37	10.47	10.00	9.92	11.63	16.62	8.01	9.27	9.69
$\mathrm{La}_{\mathrm{N}}/\mathrm{Yb}_{\mathrm{N}}$	13.39	11.51	9.61	8.69	14.82	25.83	7.23	10.11	11.80
δEu	0.77	0.53	0.54	0.64	0.29	0.31	0.6	0.64	0.66
δCe	1.13	1.11	1.23	1.15	0.91	1.02	1.03	1.13	0.95

表 2 免渡河地区二长花岗岩类稀土元素分析测试结果(10-6)

注:ΣREE不包括Y

锆石均具有低的<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf比值(绝大多数小于 0.002),显示锆石在形成以后具有较低的放射成因 Hf的积累.

样品 3320-2分析了 20个锆石分析点,其岩浆锆石<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf比值为 0.282 808~0.282 911, ε<sub>Hf</sub>(t)为较高的正值(+7.9~+11.5),Hf二阶段模式年龄(t<sub>DM2</sub>)为 554~755 Ma.

样品 S004 分析了 20 个锆石分析点,其岩浆锆 石<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 比值为 0.282 805~0.282 942, ε<sub>Hf</sub>(t)为 较高的正值(+7.7~+12.5),Hf 二阶段模式年龄 (t<sub>DM2</sub>)为 501~764 Ma.

样品 S013 分析了 20个锆石分析点,其岩浆锆石<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf比值为 0.282 830~0.282 935, ε<sub>Hf</sub>(t)为较高的正值(+8.7~+12.1),Hf二阶段模式年龄(t<sub>DM2</sub>)为 513~712 Ma.

5 讨论

#### 5.1 花岗岩成因

关于花岗岩的成因类型划分方案较多,但目前

使用最为普遍的是根据成岩岩浆来源的划分方案, 由火成岩部分熔融形成的称为I型,由沉积岩部分 熔融形成的称为S型,而形成于伸展背景下,富钾、 脱水且为非造山阶段的花岗岩称为A型花岗岩.通 常来讲,I型花岗岩普遍存在于造山带中,具有分异 性的稀土与微量元素特征.S型花岗岩则富含白云 母、菁青石等富铝矿物,一般具有较高的铝指数(多 大于1.1),属强过铝质岩石.A型花岗岩通常以富集 钠闪石、霓辉石等碱性暗色矿物为特征,地球化学 上显示富硅、富钾、贫钙和贫镁的特征,同时富集 Ga、Zr、Nb和Ta等高场强元素(吴福元等,2007).

研究区二长花岗岩含大量石英、斜长石、钾长 石等长英质矿物,少量黑云母等暗色矿物,但未见 白云母、菁青石等富铝矿物和钠闪石、霓辉石等碱 性暗色矿物.因此,矿物学方面与I型花岗岩特征相 符,而与S型和A型花岗岩特征相悖.岩石地球化学 特征方面,样品  $FeO^{T}/MgO$  值介于  $3.26 \sim 10.77$ (平 均值为 5.71)、 $10000 \times Ga/A1$ 介于  $2.05 \sim 2.47$ (平均 值为 2.30)、Zr含量介于  $65 \times 10^{-6} \sim 147 \times 10^{-6}$ (平均 值  $102 \times 10^{-6}$ )及 Zr + Nb + Ce + Y介于  $161.9 \times$ 

# 表3 免渡河地区二长花岗岩类微量元素分析测试结果(10-6)

Table 3 Trace element(10<sup>-6</sup>) compositions of Mianduhe monzogranite

样品编号	3029-1	3332-1	3320-2	S004	S005	S014	S013	G217	G334-2
Rh	168	159	172	139	188	154	104	107	161
Sr	224	305	267	300	79	78	419	417	179
Ba	363	673	548	580	237	186	666	790	427
Th	24.70	25.80	17.20	17.30	24.80	29.50	13 30	11.20	21.80
II	2 03	20.00	2.65	2 4 2	24.00	2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	2.07	3.65	2 57
Nb	8.50	12.00	11.80	8 71	14.60	4.67	14.10	13.00	12.80
To	0.72	12.40	1 10	0.02	1.45	4.07	1 27	1.44	1.52
1 d	0.72	1.17	67	0.92	1.45	0.15	07	1.44	1.32
	90	00	07	90	147	140	97	2.10	99
HI	3.88	2.44	2.03	2.93	4.78	4.80	2.50	3.10	3.62
Со	2.63	5.35	5.09	5.35	0.99	1.07	7.14	8.02	2.59
Ni	3.35	8.60	7.95	5.64	0.86	0.71	9.96	9.18	2.16
Cr	5.20	14.10	13.60	9.17	1.09	0.71	14.80	12.60	4.43
V	21.10	40.60	38.50	40.50	9.08	9.02	56.20	60.40	17.60
Sc	4.17	5.13	5.06	6.06	5.39	5.57	7.56	7.35	2.68
Li	30.50	42.00	32.60	33.10	18.30	6.18	24.90	22.10	10.40
Cs	2.48	4.56	3.08	6.50	2.57	1.71	4.69	3.14	4.21
Be	2.29	2.76	2.72	2.36	2.54	1.66	3.08	2.87	1.67
Ga	16.00	18.30	17.60	17.70	17.30	16.00	19.50	19.10	15.40
In	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.02
Tl	0.79	0.87	0.93	0.75	1.07	0.81	0.54	0.62	0.86
Cu	7.86	18.50	13.30	8.73	9.04	1.24	19.50	22.80	3.88
Pb	24.70	22.50	20.10	23.80	25.80	27.10	21.20	19.00	26.50
Zn	31.40	49.50	49.30	48.30	36.60	33.40	62.50	59.00	44.80
Re	0.004	0.006	0.002	0.003	0.002	< 0.002	< 0.002	0.009	0.006
Sb	0.01	0.06	0.04	0.14	0.05	0.05	0.03	0.07	0.09
Bi	0.08	0.07	0.05	0.22	0.07	0.08	0.08	0.09	0.10
W	0.17	0.12	0.16	0.11	0.15	0.43	0.31	0.14	0.70
Мо	0.69	0.33	0.52	0.44	0.17	0.58	0.31	0.59	0.60
Cd	0.06	0.05	0.18	0.04	0.32	0.05	0.13	0.14	0.52

注:Re(10<sup>-9</sup>)



图 4 免渡河二长花岗岩样品锆石阴极发光(CL)图像 Fig4 Zircon CL images of Mianduhe monzogranite samples



图5 免渡河二长花岗岩样品锆石 U-Pb 谐和图



10<sup>-6</sup>~229.78×10<sup>-6</sup>(平均值198.8×10<sup>-6</sup>),这些微量 元素比值及含量明显低于A型花岗岩下限(FeO<sup>T</sup>/ MgO>10、10 000×Ga/Al>2.6、Zr>250×10<sup>-6</sup>及 Zr+Nb+Ce+Y>350×10<sup>-6</sup>, Whalen *et al.*, 1987). 同时在花岗岩成因类型图解中(图 7a, 7b), 所有样 品点都落在 I&S花岗岩区域,在A型花岗岩判别图 解中,样品均落在I型与S型花岗岩范围内(图 7c, 7d). 与矿物学方面近I型而非A型花岗岩的事实 吻合.

在成岩温度方面,由于伸展和幔源岩浆上侵,A 型花岗岩通常有着比I型和S型更高的成岩温度. 通常锆石饱和结晶温度大于800℃(吴福元等, 2007),而岩石学实验测试温度甚至可能超过 900℃.据Watson and Harrison(1983)锆石温度计方 法,得出免渡河二长花岗岩的形成温度在712~ 778℃之间,平均为745℃,远低于A型花岗岩成岩 温度.

实验研究表明,磷灰石在准铝质或弱过铝质熔体中的溶解度很低且在岩浆分异演化过程中随SiO<sub>2</sub>含量的增加而降低,但在强过铝质熔体中磷灰石的溶解度稍高且随SiO<sub>2</sub>含量的增加而增加(Wolf et al.,1994),因此可以利用P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>和SiO<sub>2</sub>的相互关系来区分准铝质及强过铝质花岗岩类型.在P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-SiO<sub>2</sub>图解(图8a)中,样品的P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含量随着SiO<sub>2</sub>增高而降低,且P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含量(介于0.09~0.21,平均值0.12)较低,显示了熔体为准铝质或弱过铝质;同时得到Rb与Th含量呈现正相关关系的支持(图8c).样品A/CNK值介于1.02~1.19(平均值1.06<1.1),显示弱的过铝质.上述岩石地球化学特征进一步表明免渡河二长花岗岩非S型花岗岩.

主量元素方面,免渡河二长花岗岩具有高硅、 高钾的特征,属高钾钙碱性岩浆序列。其稀土与微 量元素显示出明显的右倾型分异特征,与区域上I 型花岗岩相似.综上可知,免渡河二长花岗岩为高 钾钙碱性I型花岗岩.

#### 5.2 岩浆来源及演化

免渡河二长花岗岩具有高硅、富钾、高全碱含量的特征,同时其全铁含量较低,与平均地壳岩石化学成分相当,暗示其具有壳源成因特点.同时,其微量元素 Nb/Ta 比值位于 8.42~30.32(均值 12.30)之间,Zr/Hf 比值位于 25.13~38.68(均值 30.13)之间.其与原始地幔成分的相应均值 17.8 和 37(Mc-Donough and Sun,1995)相差较大,与地壳成分的相应均值 11.4 和 33 较为接近(Taylor and McLennan, 1985).其 Rb/Sr 比值位于 0.25~2.39之间,Ti/Y 比



图6 免渡河二长花岗岩样品Hf同位素特征与锆石年龄关系图

Fig.6 Correlations between Hf isotopic compositions and ages of zircons from Mianduhe monzogranite samples 中亚造山带及华北克拉通数值参考 Yang et al(2006)





a. Nb-10 000Ga/Al图解; b. Zr-10 000Ga/Al图解; c. (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Y)图解; d. FeO<sup>T</sup>/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y)图解; a、 b、c、d底图据Whalen *et al.*(1987); A、I&-S. A、I&-S型花岗岩; FG. 分异的I型花岗岩区; OGT. 未分异的I&-S花岗岩区

值位于54.67~177.56之间,Ti/Zr比值位于6.20~ 35.10之间,上述比值参数均位于壳源岩浆范围之内 (Pearce,1983),进一步说明了岩石母源岩浆来源于 地壳岩石的部分熔融.另外,实验岩石学表明,玄武 质岩石部分熔融形成的岩浆具有低的 MgO、Mg\* (<40)、Cr以及Ni含量(Rapp et al., 1995).本研究 样品的MgO(0.15%~1.51%,平均值0.75)、Mg<sup>#</sup>
(15.78~38.02,平均值29.13)、Cr(0.71×10<sup>-6</sup>~
14.8×10<sup>-6</sup>,平均值8.4×10<sup>-6</sup>)和Ni(0.71×10<sup>-6</sup>~
9.96×10<sup>-6</sup>,平均值5.4×10<sup>-6</sup>)含量均较低,暗示其 岩浆源区可能来自于下地壳玄武质岩石的部分 熔融.

以往研究成果显示岩浆源区中石榴子石或角 闪石的残留对岩浆熔体的HREE分配模式和Y/Yb 比值具有显著影响,即当源区主要以石榴子石为残 留相时,形成的熔体显著亏损重稀土元素,具有倾 斜的HREE 配分模式和较大的Y/Yb比值(大于 10): 而当角闪石为源区主要残留相时, 形成的熔体 具有轻微向上凸的 HREE 配分模式, Y/Yb 比值一 般接近于10(Rollinson, 1993).此次获得的免渡河二 长花岗岩的Y/Yb比值为6.3~10.6,平均值为8.90, HREE 配分模式表明其基本无分馏,球粒陨石标准 化稀土元素配分曲线图解(图 3e)显示 HREE 配分 曲线具有稍微上凸的特征,表明岩浆源区残留相以 角闪石为主,此外在(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO<sup>T</sup>+MgO+TiO<sub>2</sub>)- $Al_2O_3/(FeO^T + MgO + TiO_2)$ 图解(图 8a)中也落入 残留相为角闪岩相的部分熔融区域(Patiño, 1999; 陶再礼,2019).由此推测免渡河二长花岗岩应来源 于下地壳角闪岩相基性岩石的部分熔融.

锆石Hf同位素分析目前被广泛用于反映花岗 岩的源岩性质和源区特征.一般来说,正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 被解释为其源岩可能来自新生地壳或亏损地幔,负 的 $\varepsilon_{\rm HI}(t)$ 值指示其源岩为古老地壳物质(Taylor and McLennan, 1985; 吴福元等, 2007). 本文所获得的二 长花岗岩具有相似的Hf同位素特征, $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为正 值介于+7.73~+12.46,平均值为9.78,二阶段模式 年龄 T<sub>DM2</sub>为 501~764 Ma(平均值为 649 Ma). 在 ε<sub>Hf</sub> (t)-t图解(图 6a、6b)中所有数据都落入球粒陨石和 亏损地幔之间的区域,其表明成岩岩浆来源于新元 古代晚期新生地壳物质的部分熔融.以往研究表 明,幔源物质参与花岗岩成岩过程的方式可能有两 种情形,一种为幔源岩浆与其诱发的地壳物质部分 熔融形成的长英质岩浆在地壳深部混合形成壳幔 混源岩浆;另一种为幔源岩浆首先侵入到地壳基底 岩石中形成新生地壳,然后在后期热事件的影响 下,这种既有新生地壳又有古老基底地壳构成的混 合地壳原岩发生部分熔融而形成混合岩浆(邱检 生,2008).就免渡河二长花岗岩而言,所有锆石的 Hf同位素组成均显示为正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值,且变化范围 较小(图 6a、6b),这种特征与前一种壳幔混源岩浆 所具有的Hf同位素组成变化范围较大、E<sub>Hf</sub>(t)值散 布于正值和负值之间的特征明显不同(邱检生, 2008),而与后一种壳源混合岩浆所具有的ε<sub>Hf</sub>(t)均 为正值且Hf同位素组成变化较小的特征更为相似,因此推测免渡河二长花岗岩的岩浆源区更可能经历了后一种壳幔混合模式.

哈克图解(图9)显示,二长花岗岩的SiO<sub>2</sub>与 TiO<sub>2</sub>、MgO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>呈显著的负线性演化关系,且明显 亏损Ba、Nb、T、Sr、P、Ti和Eu等地球化学特征,指 示二长花岗岩源岩属于同源岩浆其经历了显著的 分离结晶作用.如:P2O5和SiO2呈显著的负相关性 (图 9a)及磷的强烈亏损(图 3f),说明发生了大量的 磷灰石分离结晶作用;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>与SiO<sub>2</sub>呈负相关(图 9c)及Eu呈明显的"V"型负异常(图 3e),说明岩浆 演化过程发生了斜长石或钾长石的分离结晶作用; Sr、Ba的显著亏损(图3f),及其在分离结晶趋势图 (图 8b)上的表现形式,进一步支持斜长石或钾长石 的分离结晶作用;TiO2与SiO2呈负相关性(图9b)及 Nb、Ta、Ti的亏损(图3f),说明岩浆演化过程中可 能存在富钛矿物相(金红石或钛铁矿)等的分离结 晶作用,FeO<sup>T</sup>、MgO、CaO与SiO<sub>2</sub>呈负相关性(图 9d、9e、9f),表明岩浆演化过程中发生了以角闪石、 黑云母等铁镁矿物分离结晶作用.

综上所述,晚石炭世免渡河二长花岗岩主要为 新元古代晚期下地壳新增生的角闪岩相物质部分 熔融形成,并经历了显著的结晶分离过程。

#### 5.3 构造环境及地质意义

造山带的形成与演化一般包括板块之间的俯 冲、碰撞、后碰撞和板内过程等阶段.额尔古纳一兴 安地块与松嫩地块间碰撞拼合历史的研究,其争议 关键在于二者发生碰撞拼合时间,先后提出有有晚 志留世一早泥盆世(徐备等,2014),晚泥盆世一早 石炭世(许文良等,2019),早石炭世晚期(周长勇 等,2005;赵芝等,2010;张超等,2020),三叠纪(苗 来成等,2003)等.因此限定两大地块间贺根山一嫩 江一黑河缝合带的形成时间极为重要.

岩石学研究表明,免渡河二长花岗岩样品主要 造岩矿物有斜长石、碱性长石、石英和黑云母,属于 高钾钙碱性岩系,其岩石组合特征与后碰撞阶段形 成的高钾钙碱性花岗岩(KCG)岩石组合相一致.同 时免渡河二长花岗岩具有高硅、富铝和低钛的特 点,A/CNK均值小于1.1,稀土元素含量较高,轻重 稀土元素分馏较强,富集 Rb、Ba、U、K等大离子亲 石元素,相对亏损 Ta、Nb、P、Ti等元素,也显示出后 碰撞 I型花岗岩的地球化学特征.在构造环境判别 图解中也显示后碰撞一后造山花岗岩特征,如在微



图 8 免渡河二长花岗岩主量元素 $(Al_2O_3+FeO^T+MgO+TiO_2)-Al_2O_3/(FeO^T+MgO+TiO_2)图解$ 

Fig.8 Major elements $(Al_2O_3 + FeO^T + MgO + TiO_2)$  vs  $Al_2O_3/(FeO^T + MgO + TiO_2)$  diagram

PlAn50. 斜长石(An=50); PlAn15. 斜长石(An=15); Kfs. 钾长石; Bt. 黑云母; Ms. 白云母; Grt.石榴子石; Amp. 角闪石; a. 据 Patino, (1999); b. 造岩矿物分离结晶趋势图(Sr-Ba), 据 Janouek *et al.* (2004); c. Th× 10<sup>-6</sup>-Rb×10<sup>-6</sup> 图解

量元素 w(Rb)-w(Y+Nb)构造环境判别图(图10a) 中大部分落入后碰撞花岗岩区域;在花岗岩Hf-3Ta -Rb/30构造环境判别图(图10b)中大部分落入碰撞 后花岗岩区域;在FeO<sup>T</sup>/(MgO+FeO<sup>T</sup>)-SiO<sub>2</sub>及 FeO<sup>T</sup>-SiO<sub>2</sub>构造环境判别图解中(图10c、10d),大部 分落入后造山花岗岩类区域.经过野外实际观察, 二长花岗岩均未发生任何变形,未遭受任何变质作 用,说明岩浆侵位活动晚于造山作用的峰期,结合 二长花岗岩的年龄,说明额尔古纳一兴安地块与松 嫩地块于晚石炭世之前已经完成了碰撞造山作用. 因此,大兴安岭免渡河地区晚石炭世二长花岗岩可 能形成于造山后伸展构造环境.

上述观点也得到区域地质证据的支持:赵芝等 (2010)在大兴安岭北段免渡河地区识别了一套由 变玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩及其火山碎 屑岩组合组成的晚泥盆世弧火山岩,此外大兴安岭 北段还存在一系列早石炭世与俯冲作用相关的辉 长岩一闪长岩的中基性岩石组合,其多呈岩株状产 出,代表性岩体有:塔河堆晶辉长岩体333 Ma(周长 勇,2005);乌尔其汗辉长岩-闪长岩体354~335 Ma、阿 荣 旗 的 弧 型 辉 长 岩 351±2 Ma(赵 芝 等, 2010);西乌旗达其浑迪石英闪长岩体 325~322 Ma (刘建峰等,2009).这些晚泥盆世一早石炭世弧型岩 浆岩的存在,结合区域上出露的早石炭世弧后盆地 海相沉积地层洪水泉组(C<sub>1</sub>h)及莫尔根河组(C<sub>1</sub>m) 的存在,暗示了大兴安岭北段额尔古纳一兴安地块 在晚泥盆一早石炭世处于活动大陆边缘的俯冲环 境,因而认为额尔古纳一兴安地块与松嫩地块的碰 撞拼合在此时尚未发生.

黄波等(2016)根据早石炭世早期贺根山蛇绿 岩[其中辉长闪长岩(341±3 Ma)、玄武岩(359±5 Ma)]被晚石炭世格根敖包组陆相火山岩(323±3 Ma)喷发不整合覆盖的野外证据,认为贺根山蛇绿 岩构造侵位时代为晚石炭世;区域地层学资料显示 额尔古纳一兴安地块在早石炭末期主体处于隆升 剥蚀环境,海相地层消失,晚石炭世发育宝力高庙 组(297 Ma)等陆相火山沉积地层(武跃勇等, 2015),这些陆相火山一沉积地层的形成可能与陆 陆碰撞拼贴后的后碰撞伸展环境有关,表明晚石炭 世额尔古纳-兴安地块已与松嫩地块发生碰撞 拼贴.

同时在早中二叠世 290~260 Ma(施光海等, 2004;张超等, 2020)沿着黑河-东乌旗-锡林浩特



a. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-SiO<sub>2</sub>图解; b. TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>图解; c. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>图解; d. FeO<sup>T</sup>-SiO<sub>2</sub>图解; e. MgO-SiO<sub>2</sub>图解; f. CaO-SiO<sub>2</sub>图解

一带广泛发育造山后A型花岗岩和双峰式火山岩 组合,表明大兴安岭北段在此期已处于地壳伸展阶段,造山作用结束.

根据上述认识,本文认为额尔古纳一兴安地块 已与松嫩地块应在晚石炭世早期约307 Ma之前发 生碰撞拼贴(赵芝等,2010;崔芳华等,2013),贺根 山一嫩江一黑河缝合带应该在此期间形成.

# 6 结论

通过对大兴安岭北段免渡河二长花岗岩的岩 石学、锆石U-Pb年代学、Hf同位素及地球化学特征 的研究,得出如下结论:



Fig.10 Discriminant relations of tectonic environment of Mianduhe monzogranite

Rb-(Y+Nb)(a,据Pearce,1984);Hf-3Ta-Rb/30(b,据Harris,1986);FeO<sup>T</sup>/(MgO+FeO<sup>T</sup>)-SiO<sub>2</sub>及FeO<sup>T</sup>-SiO<sub>2</sub>(c和d,据Maniar and Piccoli, 1989);AG. 岛弧花岗岩类;CAG. 大陆弧花岗岩类;CCG. 大陆碰撞花岗岩类;POG. 后造山花岗岩类;RRG. 与裂谷有关的花岗岩类;CEUG. 与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类

(1)大兴安岭北段免渡河二长花岗岩的LA-ICP-MS锆石U-Pb定年结果为307~308 Ma,显示 二长花岗岩形成于晚石炭世.

(2)大兴安岭北段免渡河二长花岗岩为高钾钙 碱性的 I 型花岗岩,岩石地球化学特征及 Hf 同位素 特征显示,其岩浆来源于新元古代晚期下地壳新增 生的角闪岩相物质部分熔融形成,并经历了显著的 结晶分离过程.

(3)大兴安岭北段免渡河二长花岗岩形成于额 尔古纳-兴安地块与松嫩地块碰撞拼贴后的后碰 撞伸展环境.

致谢:杨晓平教授级高工、郭磊研究员审阅了 全稿并提出了许多建设性修改意见;马永非高工在 成文过程中给予许多指导;编委及两位审稿人审阅 了全文,提出了宝贵的修改意见,在此一并致以诚 挚的感谢. 附表见本刊官网(www.earth-science.net).

#### References

- Chu, N. C., Taylor, R. N., Chavagnac, V., et al., 2002. Hf Isotope Ratio Analysis Using Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: an Evaluation of Isobaric Interference Corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17(12): 1567-1574. https://doi. org/10.1039/B206707B
- Cui, F.H., Zheng, C.Q., Xu, X.C., et al., 2013. Late Carboniferous Magmatic Activities in the Quanshenglinchang Area, Great Xing'an Range: Constrains on the Timing of Amalgamation between Xing'an and Songnen Massifs. Acta Geologica Sinica, 87(9): 1247-1263(in Chinese with English abstract).
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., et al., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048. https://doi.org/10.1093/

petrology/42.11.2033

- Ge, W.C., Wu, F.Y., Zhou, C.Y., et al., 2005. Emplacement age of the Tahe Granite and its Constraints on the Tectoninc Nature of the Ergun Block in the Northern Part of the DaHingan Range.*Chinese Science Bulletin*, 50(12): 1239– 1247(in Chinese).
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 67–81. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04
- Huang, B., Fu, D., Li, S.C., et al., 2016. The Age and Tectonic Implications of the Hegenshan Ophiolite in Inner Mongolia. Acta Petrologica Sinica, 32(1): 158-176(in Chinese with English abstract).
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A, 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., et al. 2004. Deciphering the Petrogenesis of Deeply Buried Granites: Whole - Rock Geochemical Constraints on the Origin of Largely Undepleted Felsic Granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. Earth and Environmental Science-Transactions of the Royal Society of Edinburgh:, 95(1/2): 141-159.https://doi.org/10.1017/S0263593300000985
- Li, J.Y., Liu, J.F., Qu, J.F., et al., 2019. Paleozoic Tectonic Units of Northeast China: Continental Blocks or Orogenic Belts? *Earth Science*, 44(10): 3157-3177(in Chinese with English abstract).
- Liu, J.F., Chi, X.G., Zhang, X.Z., et al., 2009. Geochemical Characteristic of Carboniferous Quartz - Diorite in the Southern Xiwuqi Area, Inner Mongolia and Its Tectonic Significance. Acta Geologica Sinica, 83(3): 365-376(in Chinese with English abstract).
- Liu, Y.J., Li, W.M., Feng, Z.Q., et al., 2017. A Review of the Paleozoic Tectonics in the Eastern Part of Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 43:123-148.https:// doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.013
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101
  <0635:TDOG>2.3.CO;2
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120 (3/4):223-253. https:// doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Miao, L. C., Fan, W. M., Zhang, F. Q., et al., 2003. Zircon SHRIMP Geochronology of the Xinkailing-Kele Complex in the Northwestern Lesser Xing'an Range, and Its Geological Implications. *Chinese Science Bulletin*, 49:2201– 2209(in Chinese).
- Patiño, A.E., 1999. What do Experiments Tell us about the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of

Granitic Magmas? *Geological Society*, London, Special *Publications*, 168(1): 55-75.

- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G, 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956
- Pearce, J.A., 1983. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, 230-249.
- Qiu, J.S., Xiao, E., Hu, J., et al., 2008. Petrogenesis of Highly Fractionated I-Type Granites in the Coastal Area of Northeastern Fujian Province: Constraints from Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry and Nd-Hf Isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 24(11): 2468-2484(in Chinese with English abstract).
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8~32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891-931. https://doi. org/10.1093/petrology/ 36.4.891
- Rickwood, P.C., 1989.Boundary Lines within Petrologic Diagrams which Use Oxides of Major and Minor Elements. *Lithos*, 22(4): 247-263. https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 1-352. https://doi.org/10.1016/ 0016-7037(95)90141-8
- Shi, G. H., Miao, L. C., Zhang, F. Q., et al., 2004. Emplacement Age and Tectonic Implications of the Xilinhot A -Type Granite in Inner Mongolia, China.Chinese Science Bulletin, 49 (4):384-389 (in Chinese).
- 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
- Tang, K.D., Wang, Y., He, G.Q., et al., 1995. Continental-Margin Structure of Northeast China and Its Adjacent Areas. Acta Geologica Sinica, 69(1): 16-30(in Chinese with English abstract).
- Tao, Z.L., Yin, J.Y., Chen, W., et al., 2019.Sr-Nd-Hf Isotopic Characteristics of Early Permian I-Type Granites in the Southern Tianshan: Petrogenesis and Implication for Continental Crustal Growth. *Earth Science*, 44(10):3565-3582 (in Chinese with English abstract).
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1-312
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983.Zircon Saturation Revisited:

Temperature and Composition Effects in a Variety of Crustal MagmaTypes. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2):295-304.https://doi.org/10.1016/0012-821x (83)90211-x

- 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
- Wolf, M. B., Wyllie, P. J, 1994. Dehydration Melting of Amphibolite at 10 Kbar: The Effects of Temperature and Time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(4): 369-383. https://doi.org/10.1007/BF00320972
- Wu, Y.Y., Ju, W.X., Shao, Y.X., et al., 2015. Stratigraphic Division and Age of Upper Carboniferous-Lower Permian Baoligaomiao Formation in Qagan Obo Area, Sonid Left Banner, Inner Mongolia. *Geology in China*, 42(4): 937– 947(in Chinese with English abstract).
- Xu, B., Zhao, P., Bao, Q.Z., et al., 2014. Preliminary Study on the Pre-Mesozoic Tectonic Unit Division of the Xing-Meng Orogenic Belt(XMOB). Acta Petrologica Sinica, 30 (7): 1841-1857(in Chinese with English abstract).
- Xu, W.L., Sun, C.Y., Tang, J., et al., 2019. Basement Nature and Tectonic Evolution of the Xing'an-Mongolian Orogenic Belt. *Earth Science*, 44(5): 1620-1646(in Chinese with English abstract).
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Shao, J.A., et al., 2006. Constraints on the Timing of Uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 246 (3– 4):336–352.https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.029
- Zhao, Z., Chi, X.G., Liu, J.F., et al., 2010. Late Paleozoic Arc -Related Magmatism in Yakeshi Region, Inner Mongolia: Chronological and Geochemical Evidence. Acta Petrologica Sinica, 26(11): 3245-3258(in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z., Chi, X.G., Zhao, X.Y., et al., 2012. LA-ICP-MS U-Pb Geochronology of Detrital Zircon from the Hongshui -Quan Formation in the Northern Da Hinggan Area and Its Tectonic Significance. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 42(1): 126-135(in Chinese with English abstract).
- Zhang, C., Wu, X.W., Liu, Y.J., et al., 2020. Genesis of Early Permian A-Type Granites in the Middle of the Great Xing'an Range and Constraints on Tectonic Evolution of the Zhalantun Area. Acta Petrologica Sinica, 36(4): 1091– 1106(in Chinese with English abstract).
- Zhou, C.Y., Wu, F.Y., Ge, W.C., et al., 2005. Age, Geochemistry and Petrogenesis of the Cumulate Gabbro in Tahe, Northern Da Hinggan Mountain. Acta Petrologica Sinica, 21(3): 763-775(in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

- 崔芳华,郑常青,徐学纯,等,2013.大兴安岭全胜林场地区晚石 炭世岩浆活动研究:对兴安地块与松嫩地块拼合时间的限 定.地质学报,87(9):148-1262.
- 黄波,付冬,李树才,等,2016.内蒙古贺根山蛇绿岩形成时代及 构造启示,岩石学报,32(1):50-176.
- 葛文春,吴福元,周长勇,等,2005.大兴安岭北部塔河花岗岩体 的时代及对额尔古纳地块构造归属的制约.科学通报,50 (12):1239-1247.
- 李锦铁,刘建峰,曲军峰,等,2019.中国东北地区古生代构造单元:地块还是造山带?地球科学,44(10):3157-3177.
- 刘建峰,迟效国,张兴洲,等,2009.内蒙古西乌旗南部石炭纪石 英闪长岩地球化学特征及其构造意义.地质学报,83(3): 365-376.
- 苗来成,苑蔚茗,张福勤,等,2003.小兴安岭西北部新开岭一科 洛杂岩锆石 SHRIMP年代学研究及其意义.科学通报,48 (22);2315-2323.
- 邱检生,肖娥,胡建,等,2008.福建北东沿海高分异I型花岗岩 的成因:锆石U-Pb年代学、地球化学和Nd-Hf同位素制约. 岩石学报,24(11):2468-2484.
- 施光海,苗来成,张福勤,等,2004.内蒙古锡林浩特A型花岗岩 的时代及区域构造意义.科学通报,49(4):384-389.
- 唐克东,王莹,何国琦,等,1995.中国东北及邻区大陆边缘构造. 地质学报,69:16-30.
- 陶再礼, 尹继元, 陈文, 等, 2019. 南天山早二叠世 I 型花岗岩 Sr -Nd-Hf 同位素特征: 岩石成因和大陆地壳增长的意义. 地 球科学, 44(10): 3565-3582.
- 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.
- 武跃勇,鞠文信,邵永旭,等,2015.内蒙古查干敖包地区上石炭 一下二叠统宝力高庙组特征及时代.中国地质,42(4): 937-947.
- 徐备,赵盼,鲍庆中,等,2014.兴蒙造山带前中生代构造单元划 分初探.岩石学报,30(7):1841-1857.
- 许文良,孙晨阳,唐杰,等.2019.兴蒙造山带的基底属性与构造 演化过程.地球科学,44(5):1621-1646.
- 赵芝,迟效国,刘建峰,等,2010.内蒙古牙克石地区晚古生代 弧岩浆岩:年代学及地球化学证据.岩石学报,26(11): 3245-3258.
- 赵芝,迟效国,赵秀羽,等,2012.大兴安岭北部红水泉组碎屑锆 石LA-ICP-MS U-Pb年代学及其地质意义.吉林大学学 报(地球科学版),42(1):126-135.
- 周长勇,吴福元,葛文春,等,2005.大兴安岩北部塔河堆晶辉长 岩体的形成时代、地球化学特征及其成因.岩石学报,21 (3),763-775.
- 张超,吴新伟,刘永江,等,2020.大兴安岭中段早二叠世A型花 岗岩成因及对扎兰屯地区构造演化的制约.岩石学报,36 (4):1091-1106.