

内蒙古乌拉特中旗新太古代变质侵入岩的地球化学特征及构造意义

李剑波¹⁾, 王新亮¹⁾, 侯丽玉²⁾, 高军锋³⁾, 古艳春^{4,5)}, 焦朕¹⁾

1) 内蒙古地质矿产勘查院, 呼和浩特, 010010; 2) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083; 3) 武警黄金第六支队, 西宁, 810000; 4) 内蒙古自治区岩浆活动成矿与找矿重点实验室, 呼和浩特, 010020; 5) 内蒙古自治区地质调查院, 呼和浩特, 010020

内容提要: 内蒙古乌拉特中旗地区新太古代变质侵入岩具有明显的 Adakite(高锆低钪中酸性岩, 亦有人音译为埃达克岩)及 TTG 岩系特征, 空间上与新太古代色尔腾山岩群绿岩密切伴生。其 SiO_2 含量介于 58.24%~71.19%, 全碱含量高($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}>7\%$), 富钠($\text{Na}_2\text{O}>3.82\%$), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>1$, 铝含量高(Al_2O_3 含量通常在 13.89%~16.92%之间)。微量元素显示岩石较低的 Rb/Sr 值($0.06<\text{Rb}/\text{Sr}<0.28$), 富集 Rb、Sr 大离子亲石元素, 亏损 Th、Nb、Ta 高场强元素。稀土元素配分曲线为右倾型, 岩石强烈富集 LREE, 亏损 HREE, 具弱 Eu 正异常。采样高灵敏度离子探针(SHRIMP)对其锆石进行了 U-Pb 测年, 测得其年龄分别为 2616 ± 24 Ma 和 2577 ± 19 Ma, 表明形成于新太古代, 为岩体的结晶年龄。另外, 通过对锆石边部进行了变质年龄测试, 获得年龄为 2504 ± 15 Ma 和 2486 ± 26 Ma, 属于新太古代晚期—古元古代早期, 代表了变质年龄。本区新太古代变质侵入岩富 Sr、Rb/Sr 值低, $\text{Mg}^\#$ 均值为 0.53, 低于板片俯冲熔融形成高锆低钪中酸性岩的 $\text{Mg}^\#$ 值(0.65~0.80), 说明本区 TTG 岩系是加厚下地壳部分熔融形成的。结合区域资料和所分析锆石 U-Pb 定年数据, 乌拉特中旗新太古代岩浆事件在区域上广泛分布, 其对应的变质事件在区域上也广泛分布, 表明岩浆事件和变质事件是同一热构造事件的产物。因此, 我们认为本区的新太古代变质侵入岩岩浆事件是地幔柱底侵导致的, 该期的广泛岩浆事件可能与华北克拉通的形成机制有关。

关键词: 新太古代; 侵入岩; SHRIMP; 乌拉特中旗; 华北克拉通

华北克拉通是全球最古老的克拉通之一, 由不同的古老微陆块拼合而成, 此后又经历了多期构造和岩浆作用、变质作用的改造, 因此华北克拉通的形成和演化成为众多学者研究早前寒武纪地球生长演化的重要窗口(Zhao Guochun et al., 2001, 2005; 李江海等, 2000; 翟明国等, 2000; Kusky Timothy and Li Jianghai, 2003; 赵国春, 2009;)。近 10 年来, 华北克拉通在岩石学、年代学、地球化学等方面取得了一系列重大成果和突破(Zhai Mingguo and Santosh, 2011), 现已普遍对华北克拉通的形成达成共识, 是由东部陆块和西部陆块沿着中部造山带碰撞拼贴形成(Zhao Guochun et al., 2012)。但目前对华北克拉通构造格局全面、整体、动态的认识还显薄弱, 尤其对早前寒武纪的地球动力学机制也缺乏相应探讨。

近几年通过 1:25 万和 1:5 万区域地质调查工作, 在华北克拉通中段北缘识别出了大量的新太

古代变质侵入岩, 这类侵入岩在区域地质事件序列的重建中具有十分重要的作用。如张维杰等(2000)在固阳地区发现了 TTG 岩系, 并测得其锆石 U-Pb 年龄为 2400~2580 Ma; 陶继雄(2003)进一步对其地球化学特征进行研究, 并获得 2575~2676 Ma 的锆石 U-Pb 年龄; 简平等(2005)则对固阳东部和北部的 sanukite(以富 Mg、Cr 和 Ni 为特征的基性或超基性岩; 有人译为“赞岐岩”, “赞岐”是首研岩体所在地地名, 在日本, 英文拼写为 Sanuki。但是, 按习惯, 汉语岩石名称一般不用音译——编者注)年代学进行探讨, 并得出年龄在 2530~2550 Ma; 贺元凯等(2010)则对固阳北部合教 S 型花岗岩为主、微量元素与年代学进行研究; 王仁民等(2012)也在同为华北克拉通北缘的尚义地区发现了低 Al_2O_3 型 TTG 岩体, 并对其地化特征、年代学及成因进行探讨; 张莉莉等(2014)在固阳地区的 TTG 岩系中测得

注: 本文为中国地质调查局区域地质调查项目(编号: 1212011120707)的成果。

收稿日期: 2017-06-13; 改回日期: 2018-08-17; 责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2018.05.009

作者简介: 李剑波, 男, 1982 年生, 工程师, 主要从事区域地质矿产调查工作。Email: 66101651@qq.com。

锆石 U-Pb 年龄为 2500~2520 Ma,并对其构造意义进行了初步探讨。

上述资料对于揭示新太古代至古元古代华北克拉通地质演化历史提供了证据,对新太古代末岩浆事件进行了揭示,对构造意义进行了较多的探讨,多局限在固阳地区,缺少结合华北克拉通整体的岩浆构造事件来讨论。本次在 1:25 万五原县幅区域地质调查工作中识别出一套新太古代 TTG 岩系,通过对华北克拉通中段北缘的乌拉特中旗地区出露的

一些新太古代岩浆岩进行成因分析探讨,明确了岩浆事件及构造热事件,进而指示其构造意义,结合华北克拉通新太古代—古元古代的岩浆事件讨论,进一步为研究华北克拉通早期地壳演化提供依据。

1 区域地质背景

研究区位于内蒙古自治区巴彦诺尔盟北部,构造位置上处于华北克拉通北缘中段(图 1)。在大地构造分区上属于狼山—白云鄂博台缘坳陷(内蒙古

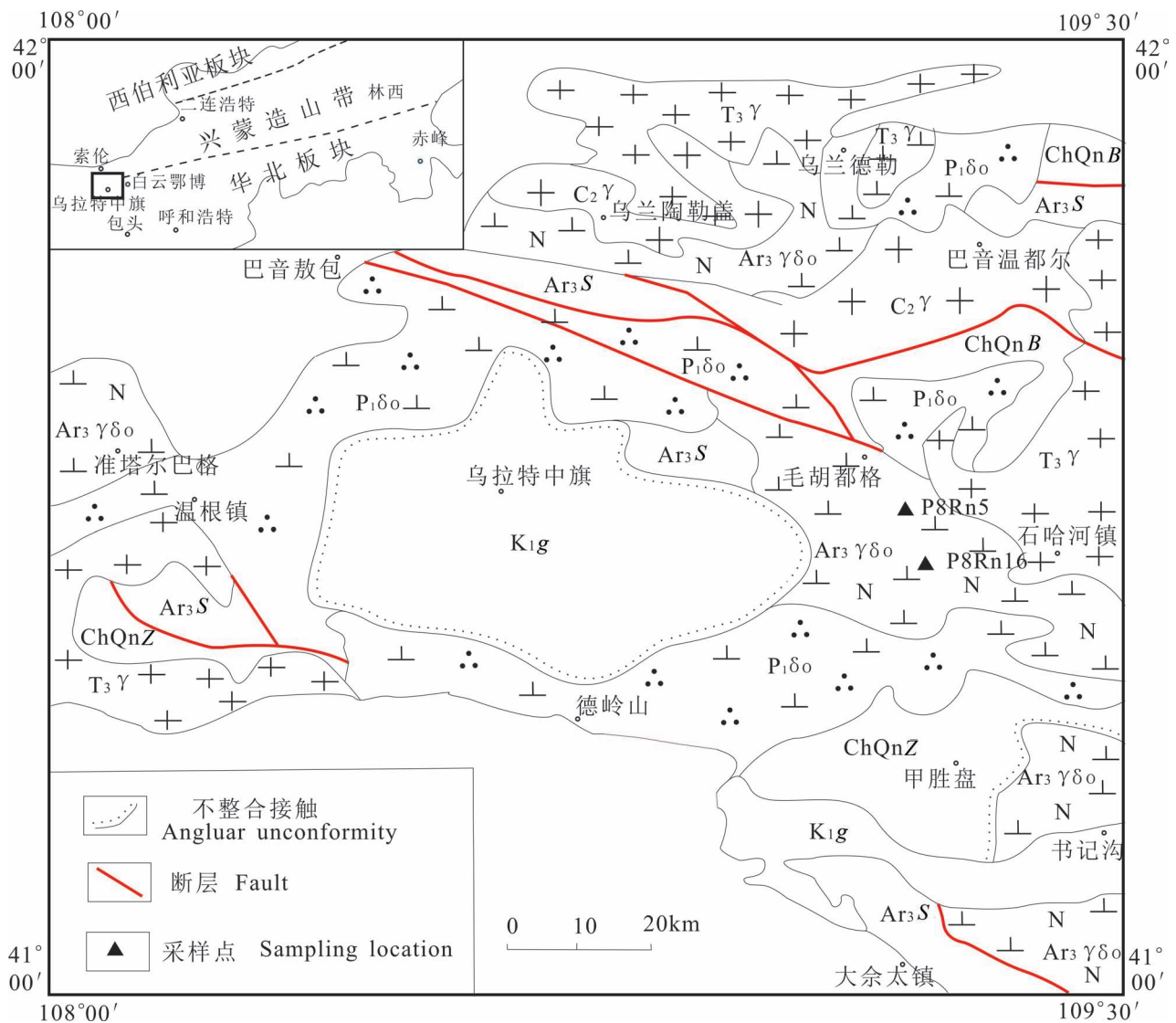


图 1 乌拉特中旗地区地质简图及采样位置分布

Fig. 1 Sketch geological map and sampling location of igneous rocks in Urad Zhongqi (Central Urad Banner) area
 K_1g —下白垩统固阳组; $ChQnB$ —长城系—青白口系白云鄂博群; $ChQnZ$ —长城系—青白口系查尔泰山群; Ar_3S —新太古界色尔腾山岩群; $Ar_3\gamma\delta o$ —新太古代侵入岩; $C_2\gamma$ —晚石炭世花岗岩; $P_1\delta o$ —早二叠世石英闪长岩; $T_3\gamma$ —晚三叠世花岗岩
 K_1g —Early Cretaceous Guyang Group; $ChQnB$ —Meso—Neoproterozoic Bayan Obo Gr; $ChQnZ$ —Meso—Neoproterozoic Zhaertaishan Gr; Ar_3S —Neoproterozoic Sertengshan Gr.; $Ar_3\gamma\delta o$ —Neoproterozoic intrusions; $C_2\gamma$ —Later Carboniferous granite; $P_1\delta o$ —Early Permian quartz diorite; $T_3\gamma$ —Late Triassic granite;

自治区地质矿产局, 1991), 该拗陷是在新太古代克拉通基础上发生的。其基底岩系是由新太古代花岗岩系和色尔腾山岩群组成, 构成近北东向的花岗绿岩带。因经历了多次强烈的构造变形, 其原始层理多数被新生的片理和片麻理置换。主体构造线方向为北东向, 常形成紧密的线型褶皱、倒转平卧褶皱, 局部地区则为穹窿或构造盆地。在研究区中部出露新太古代花岗岩系呈线状展布, 主要分布在准塔尔巴格—乌兰陶勒盖—乌兰德勒地区, 呈北东走向; 少量分布在石哈河—毛都胡格地区, 呈北西走向。花岗岩类在绿岩带中占有重要的位置, 主要由片麻状石英闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩等组成, 均具高铝质岩石的特征, 原岩为奥长花岗岩—英云闪长岩—花岗闪长岩 (TTG 岩系)。新太古代花岗岩出露宽度约 50 km, 长 120 km, 向东西两侧延伸。由于受后期变质作用、构造运动和岩浆活动的改造, 岩体平面形态呈不规则状出露, 侵入色尔腾山岩群。

2 岩石学及地球化学特征

2.1 岩石学特征

研究区出露的新太古代变质侵入岩岩石类型主要为片麻状英云闪长岩、片麻状黑云母花岗岩、片麻状黑云二长花岗岩。岩石呈灰白色—浅灰色, 鳞片粒状变晶结构, 片麻状构造。主要矿物成分: 斜长石 45%~65%、黑云母 5%~15%、石英 20% 及少量角闪

石等。岩石普遍具绿帘石化、绿泥石化、高岭石化, 局部具混合岩化。镜下观察斜长石受变质作用影响, 部分呈碎粒状、变晶粒状等形态趋于定向排列, 部分仍保留原半自形板状形态分布, 类型主要为钠—更长石, 其表面分布钠黝 (绿) 帘石化、白云母化等蚀变矿物混合物, 粒度 0.05~1.8 mm, 个别粒度>2.0 mm。石英受变质作用影响, 呈变晶粒状、不规则状等形态趋于定向排列, 颗粒间呈镶嵌状生长, 粒度 0.05~0.9 mm。黑、白云母呈鳞片状—叶片状或集合体状定向分布于粒状矿物颗粒间, 片径 0.05~0.3 mm。绿帘石呈粒状集合体与云母共生分布, 粒度<0.15 mm。可见少量不透明矿物零星分布。

2.2 岩石化学特征

本次样品委托由廊坊市宇能岩石矿物分选技术服务有限公司按照标准流程完成样品粉碎工作, 将野外采集样品经挑选较新鲜的部分粉碎至 200 目后, 委托北京核工业地质分析研究中心完成岩石主、微量元素的测试分析。常量元素用 PHILILIPS PW-2404 型 X-荧光光谱仪分析完成, 精度大于 5%; 微量元素和稀土元素用 ICP-MS 法测定, 仪器型号为 ELEMENT-2 质谱仪, 分析精度大于 2%, 分析流程见 Qu Xiaoming 等 (2004) 的文献。变质侵入岩的主量、微量和稀土元素分析结果见表 1。分析结果表明: 乌拉特中旗地区的变质侵入岩样品 SiO₂ 质量分数介于 58.24%~71.19% (绝大多数在 64.05% 以上); Al₂O₃ 质量分数通常在 13.89%~16.92% 之间,

表 1 乌拉特中旗地区新太古代变质侵入岩的主量元素 (%)、微量和稀土元素 (×10⁻⁶) 分析及有关参数含量

Table 1 Major (%) , trace and rare earth element (×10⁻⁶) compositions of the Neoproterozoic intrusive rocks in Urad Zhongqi (Central Urad Banner) area

样号	WL0100	D9112 _I_XT1	WL0227	WL0614	P8W116	D5170 _O_WL1	WL0044	P7W15	P8W15	P8129	P7W16	P8W199
岩石名称	片麻状二长花岗岩			片麻状石英闪长岩	变质英云闪长岩		片麻状二长花岗岩	变质英云闪长岩	变质石英闪长岩	变质花岗岩闪长岩	片麻状英云闪长岩	片麻状二长花岗岩
SiO ₂	71.19	70.32	67.76	65.36	64.67	64.05	62.99	58.24	68.91	69.67	71.96	65.46
Al ₂ O ₃	14.40	15.43	15.24	14.64	15.4	16.7	14.615	16.92	14.74	14.60	13.89	14.45
TiO ₂	0.15	0.30	0.37	0.5	0.5	0.61	0.495	0.54	0.35	0.34	0.087	0.48
Fe ₂ O ₃	0.79	1.20	1.14	1.8	2.13	1.25	1.99	2.08	1.15	1.70	1.25	0.59
FeO	1.31	0.81	2.16	2.82	1.78	2.58	2.895	3.28	0.92	1.13	1.30	3.35
CaO	1.89	1.58	2.96	3.11	3.29	3.71	4.045	3.1	3.58	2.96	2.29	2.56
MgO	0.48	0.99	1.48	2.72	2.59	1.8	2.925	3.64	0.93	1.34	0.39	2.67
K ₂ O	3.71	4.74	3.36	2.81	1.83	3.26	3.805	3.96	2.20	2.34	2.43	1.90
Na ₂ O	4.24	3.82	3.87	4.04	5.38	4.62	3.96	6.26	4.99	4.19	4.62	5.62
MnO	0.045	0.058	0.088	0.096	0.068	0.069	0.078	0.091	0.034	0.046	0.030	0.056
P ₂ O ₅	0.075	0.12	0.14	0.21	0.17	0.28	0.205	0.52	0.11	0.16	0.085	0.16
烧失	0.74	0.74	0.86	1.08	1.75	0.58	1.22	0.7	1.30	1.35	0.97	1.93
总量	99.02	100.11	100.10	100.39	100.74	99.51	99.22	99.84	99.21	99.83	99.30	99.23

样号	WL0100	D9112 _1_XT1	WL0227	WL0614	P8W116	D5170 _0_WL1	WL0044	P7W15	P8W15	P8129	P7W16	P8W199
岩石名称	片麻状二长花岗岩			片麻状石英闪长岩	变质英云闪长岩		片麻状二长花岗岩	变质英云闪长岩	变质石英闪长岩	变质花岗岩闪长岩	片麻状英云闪长岩	片麻状二长花岗岩
Q	25.46	23.41	21.79	18.75	14.46	12.97	12.52	0	22.24	26.07	28.34	14.02
C	0.08	1.65	0.2	0.05	0	0	0	0	0	0.07	0	0
Or	22.45	28.3	20.1	17.05	11	19.3	22.95	23.1	13.3	14.2	14.8	11.3
Ab	38.9	34.45	35.4	36.95	49.05	41.65	36.3	52.18	45.65	38.35	42.4	51.2
An	9.15	6.95	14.1	13.8	12.53	15.38	11.08	6.3	11.48	14.15	10.08	8.78
σ	2.24	2.68	2.11	2.1	2.4	2.95	3.02	6.85	2	1.6	1.72	2.52
Di	86.32	85.95	76.72	71.84	73.53	72.97	70.66	75.87	80.45	78.18	84.82	75.67
Na ₂ O/K ₂ O	1.14	0.81	1.15	1.44	2.94	1.42	1.04	1.58	2.27	1.79	1.90	2.96
A/CNK	1.00	1.08	0.99	0.95	0.92	0.93	0.81	0.84	0.86	0.99	0.97	0.91
Mg [#]	35.6	55.0	52.0	58.8	62.0	53.1	59.3	62.2	52.6	54.0	27.3	61.6
Rb	100	98	94.3	95.1	24.5	53	80	96.7	51.4	41.1	33.4	65
Sr	350	450	425	408	709	800	760	1006	213	440	170	290
Nb	11	8	8.3	9.2	6.10	3	3	6.25	6.80	7.40	8.60	6
Ta	10	20	1.04	0.52	2.40	0	11	1.00	0.90	1.00	3.00	5
Zr	86.90	170	123	143	140	110	95.14	199	316	170	77.7	86.87
Hf	5	2	4.5	4.3	5.22	1	1	10.1	8.10	5.10	3.78	2
Th	8	10	13.5	22.1	0.30	2	1	2.38	5.00	0.42	2.61	3
V	15	29	52.8	68.6	89.7	110	62	80.4	27.5	46.8	66.3	61
Cr	20	60	17.1	39.8	25.4	64	40	19.5	12.3	13.6	10.3	50
Ni	6	9	11.4	28.3	21.6	18	17	19.5	7.88	18.5	11.3	17
La	30.1	89.0	25.7	67.3	29.4	19.9	18.5	48.6	44.2	22.7	24.2	29.3
Ce	50.3	143	48.0	113.0	48.4	33.4	33.8	115.4	83.3	43.4	45.8	52.4
Pr	6.01	14.2	5.19	10.5	5.6	3.94	4.1	14.6	8.77	5.99	5.35	5.95
Nd	19.4	41.6	19.4	33.9	18.9	12.9	16.0	57.1	26.3	23.6	18.7	20.2
Sm	3.17	3.92	3.06	3.9	2.9	2.08	2.8	9.4	2.81	3.86	2.46	3.21
Eu	0.86	1.24	1.03	1.1	1.0	1.24	1.0	2.6	0.74	1.98	0.69	1.03
Gd	2.90	7.04	2.60	3.8	2.8	1.72	2.6	7.5	4.27	3.11	2.82	3.31
Tb	0.37	0.60	0.37	0.4	0.4	0.20	0.4	1.1	0.43	0.52	0.29	0.45
Dy	1.34	1.32	1.90	1.9	1.5	0.82	1.4	3.6	0.96	2.42	0.28	1.70
Ho	0.22	0.23	0.33	0.3	0.3	0.14	0.3	0.6	0.20	0.45	0.075	0.31
Er	0.79	1.35	1.01	1.1	1.0	0.42	0.8	2.2	0.92	1.58	0.46	0.97
Tm	0.095	0.093	0.15	0.2	0.1	0.049	0.1	0.2	0.064	0.22	0.012	0.11
Yb	0.73	0.63	0.98	1.0	0.7	0.34	0.7	1.2	0.35	1.24	0.11	0.79
Lu	0.095	0.10	0.16	0.2	0.1	0.052	0.1	0.2	0.052	0.23	0.014	0.12
Y	6.20	6.43	9.96	9.7	7.5	3.92	6.5	15.3	4.83	12.4	1.08	7.78
ΣREE	122.53	310.89	119.87	248.23	120.66	81.19	89.12	279.58	178.2	123.71	102.34	127.67
LREE	109.78	293.08	102.4	229.65	106.24	73.54	76.27	247.73	166.13	101.51	97.19	112.14
HREE	6.54	11.37	7.51	8.87	6.96	3.73	6.31	16.54	7.25	9.77	4.06	7.74
LR/HR	16.77	25.77	13.64	25.89	15.26	19.73	12.08	14.97	22.92	10.39	23.94	14.48
(La/Yb) _N	27.75	95.35	17.78	44.95	28.21	39.93	19.09	27.83	84.79	12.3	147.15	25.08
La/Sm	9.5	22.72	8.42	17.44	9.98	9.56	6.53	5.14	15.7	5.88	9.84	9.12
La/Yb	41.21	141.26	26.35	66.63	41.83	59.26	28.31	41.29	125.81	18.25	219.58	37.22
δEu	0.85	0.71	1.09	0.86	1.07	1.95	1.12	0.91	0.65	1.69	0.8	0.95

* Q、C、Or、Ab、An 数值根据巴尔特—尼格里标准矿物计算。

高铝;全碱含量高,Na₂O+K₂O 质量分数一般大于 7%,Na₂O/K₂O 值基本均大于 1.0,平均比值为 1.7,岩石富钠;具有较高的 Mg[#]值,变化范围为 27.3~62.2,均值为 52.8;A/CNK = 0.81~1.08,平均为 0.94,显示高铝特征;在 An—Ab—Or 图解中(图

2a),岩石主要分布在英云闪长岩、花岗闪长岩和奥长花岗岩区,而且是有向钠长石富集的趋势,而 TTG 是富钠的花岗岩类(邓晋福等,2015),因此说明本区的花岗岩是很好的 TTG 岩石组合;在 K—Na—Ca 图解中(图 2b),样品显示了奥长花岗岩演化的趋

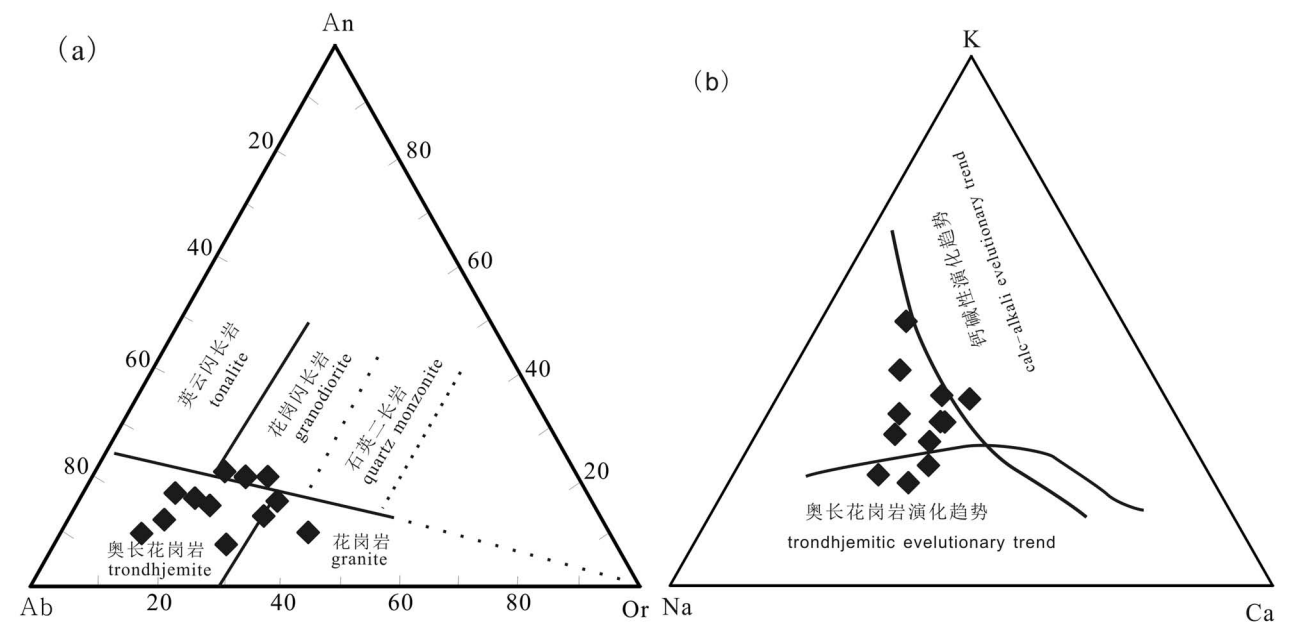


图 2 乌拉特中旗地区变质侵入岩 An—An—Or(a) (据 O’ Connor,1965) 和 K—Na—Ca(b) 图解(据 Barker and Arch,1976)

Fig. 2 Relation of An—Ab—Or (a) (after O’ Connor,1965) and K—Na—Ca (b) (after Barker and Arch,1976) diagram of metamorphic intrusion in Urad Zhongqi area

势,部分样品显示了钙碱性演化的趋势。

新太古代花岗岩系的微量元素见表 1,微量元素中,Sr 的含量由 $170\times10^{-6}\sim1006\times10^{-6}$,均值为 498×10^{-6} ,显示 Sr 有较明显的富集,具有较低的 Rb/Sr 值($0.06<Rb/Sr<0.28$)。从微量元素蜘蛛网图可知(图 3a),亏损 Th、Nb、Ta 等高场强元素,富集 Rb、Sr 大离子亲石元素,Sr 的富集受斜长石结晶的约束,Nb、Th 亏损可能受钛铁矿、金红石和榍石结晶的控

制。负的 Nb 异常也是大陆地壳的特征,可能指示地壳物质参与的岩浆过程(杨学明等,2000)。

稀土元素球粒陨石图解见图 3b,新太古代花岗岩系的稀土元素配分曲线图趋势基本一致,总体表现为不对称右倾型,只有一个英云闪长岩样品的倾斜程度略有差别。稀土元素总质量分数较低, ΣREE 为 $81.19\times10^{-6}\sim310.89\times10^{-6}$,均值为 158.67×10^{-6} 。LREE 为 $73.54\times10^{-6}\sim293.08\times10^{-6}$,均值为

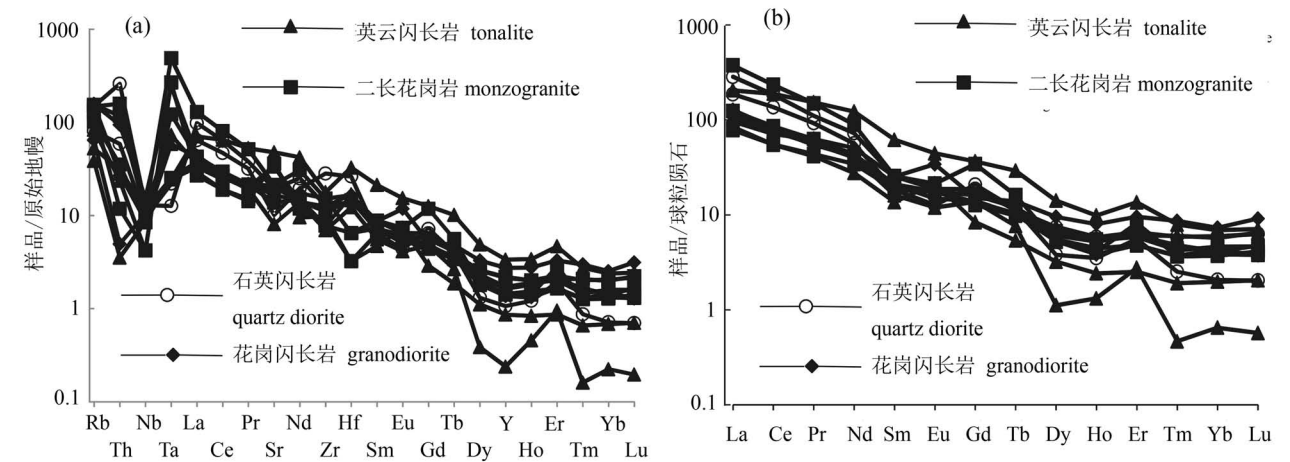


图 3 变质侵入岩微量元素蜘蛛网图(a)和稀土元素分配曲线图(b)

Fig. 3 The trace elements spidergram(a) and the chondrite-normalized REE patterns of metamorphic intrusion(b)

142.97×10^{-6} , HREE 为 $3.73 \times 10^{-6} \sim 16.54 \times 10^{-6}$, 均值为 8.05×10^{-6} 。轻重稀土分馏程度明显, LREE/HREE 为 $10.39 \sim 25.89$ 。δEu 为 $0.65 \sim 1.95$, 均值为 1.05, 表明铕异常不明显。

3 形成时代

3.1 样品的采集和分析方法

根据新太古代岩体的分布区域和出露面积, 结合室内薄片鉴定结果, 本次工作在研究区采集了片麻状英云闪长岩和变质石英闪长岩作为测年对象(样品编号为 P8Rn5 和 P8Rn16), 采样坐标为 P8Rn5: 东经 $109^{\circ}12'43''$ 、北纬 $41^{\circ}31'10''$; P8Rn16: 东经 $109^{\circ}12'40''$ 、北纬 $41^{\circ}30'40''$, 采样位置见图 1。测年样品在河北省廊坊区域地质调查研究所采用常规方法进行粉碎, 通过浮选和电磁选方法分选后在双目镜下挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒用于测年分析。锆石样品靶的制作和阴极发光图像在北京离子探针中心进行, 锆石 U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上完成。详细的分析原理和流程参见文献(Williams, 1987), 仪器工作调节和分析方法详见文献的相关研究(宋彪等, 2002; Williams, 1998)。测试中应用澳大利亚国家地质标准局标准锆石 TEM(417 Ma)进行元素分馏校正, 应用标准锆石 91 500(10 624 Ma, U 含量为 81.2×10^{-6})标定样品的 U、Th、Pb 含量。普通 Pb 根据实测的²⁰⁴Pb 进行校正。年龄计算和图解使用 SQUID (1.02)(Ludwing, 2003)和 ISOPLOT 程序。单个测点的分析误差为 $\pm 1\sigma$, 最终年龄的加权平均值误差

为 $\pm 2\sigma$, 加权平均年龄为 95% 的置信度。

3.2 结果分析

从片麻状英云闪长岩和变质石英闪长岩中挑出的锆石颗粒在透射光和反射光下大部分为无色或浅色, 少量为浅黄褐色, 半透明, 颗粒破碎, 边部见圆化现象, 晶体内部暗色不透明包裹体。锆石晶体大小一般为 $100 \sim 200 \mu\text{m}$, 长宽比为 $2:1 \sim 3:1$, 多数锆石自形程度较好, 呈长柱状或板状, 表明较光滑; 个别锆石颗粒自形程度较差, 表明粗糙, 见较多的小挖坑或裂纹。阴极发光图像(图 4)显示, 样品中锆石颗粒晶体内部结构清晰, 均发育有典型振荡生长环带, 表明为岩浆结晶成因锆石。透过透射光、反射光和阴极发光图像研究, 在 P8Rn5 和 P8Rn16 样品中分别选择了 16 颗和 10 颗自形程度和透明度均较好的岩浆锆石进行 SHRIMP U-Pb 分析, 分析结果见表 2。

由表 2 可知, P8Rn5 和 P8Rn16 样品中, 锆石 U 质量分数分别为 $22 \times 10^{-6} \sim 1418 \times 10^{-6}$ 和 $19 \times 10^{-6} \sim 762 \times 10^{-6}$; Th 质量分数分别为 $23 \times 10^{-6} \sim 238 \times 10^{-6}$ 和 $22 \times 10^{-6} \sim 179 \times 10^{-6}$; Th/U 值分别为 $0.07 \sim 1.81$ 和 $0.24 \sim 1.90$, 均值分别为 0.80 和 0.84, 均大于 0.1, 进一步表明为岩浆成因。本次共获得 3 组年龄数据, 分别为²⁰⁶Pb/²³⁸U、²⁰⁷Pb/²³⁵U 和²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, 三组年龄都比较集中, 误差相对比较小。由于本次所得年龄均大于 1000 Ma, 故选择²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄。

从年龄谐和图上可以看出(图 5), 两个样品的测点都集中在谐和线附近, 并有两个集中的年龄值。结合阴极发光图像可知, 锆石年龄可以分为内部环

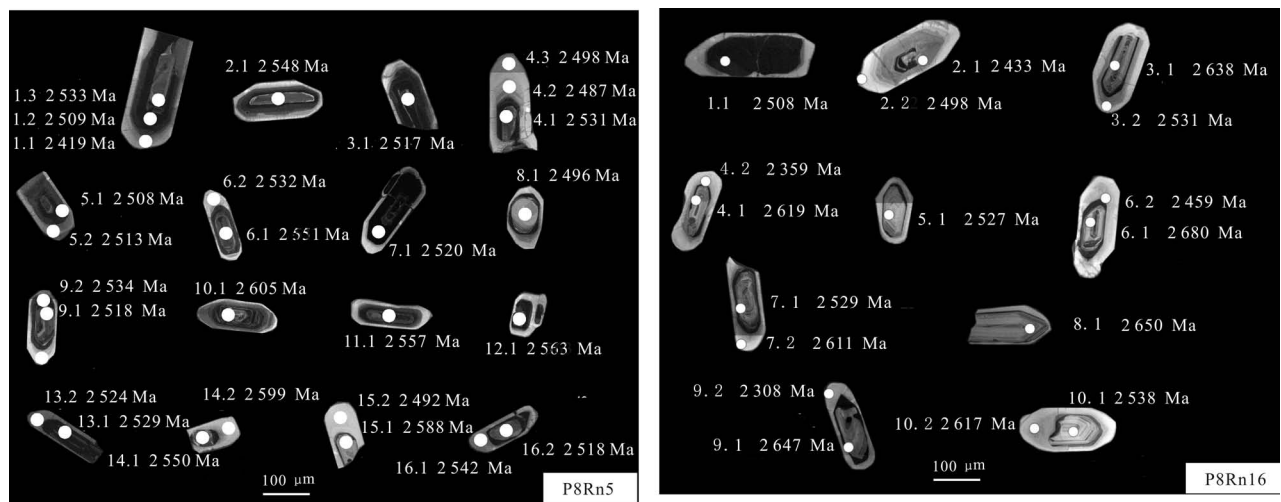


图 4 乌拉特中旗地区变质新太古代侵入岩的锆石阴极发光(CL)图片

Fig. 4 CL imagines for zircons from the Neoproterozoic intrusive rocks in Urad zhongqi area

表 2 乌拉特中期地区新太古代变质侵入岩锆石 U-Pb SHRIMP 同位素测年结果

Table 2 SHRIMP U-Pb analytical data of zircon from the Neoproterozoic intrusive rocks in Urad zhongqi area

测点号	²⁰⁶ Pb (%)	元素含量(×10 ⁻⁶)		同位素比值						同位素年龄(Ma)						不谐和 度(%)
				Th	Th/U	n(²⁰⁷ Pb [*])/n(²³⁵ U)			误差相 关系数	n(²⁰⁶ Pb)/n(²³⁸ U)			n(²⁰⁷ Pb)/n(²⁰⁶ Pb)			
		U	1σ			测值	1σ	测值		1σ	测值	1σ	测值	1σ		

片麻状英云闪长岩(P8Rn5)																		
1.1	0.69	45	45	1.02	0.1565	1.9	9.98	2.7	0.4623	1.9	0.706	2,450	2419	±32	2,261	±74	-1	
1.2	0.17	1418	91	0.07	0.16510	0.25	10.68	1.1	0.4691	1.1	0.976	2,480	2508.6	±4.1	1,827	±88	1	
1.3	0.07	108	48	0.45	0.1675	0.99	11.41	1.8	0.4940	1.5	0.838	2,588	2533	±17	2,560	±81	-2	
2.1	--	255	181	0.73	0.16908	0.49	11.25	1.3	0.4825	1.2	0.930	2,538	2548.5	±8.2	2,404	±35	0	
3.1	0.22	866	229	0.27	0.16590	0.34	10.45	1.2	0.4570	1.1	0.957	2,426	2516.7	±5.8	1,409	±40	4	
4.1	0.04	678	90	0.14	0.16728	0.32	11.47	1.2	0.4972	1.1	0.963	2,602	2530.6	±5.3	2,466	±63	-3	
4.2	0.79	59	73	1.28	0.1630	1.9	10.53	2.6	0.4687	1.7	0.677	2,478	2487	±32	2,311	±73	0	
4.3	0.76	22	39	1.81	0.1641	3.9	10.98	4.6	0.485	2.5	0.538	2,550	2498	±66	2,417	±110	-2	
5.1	0.86	27	32	1.22	0.1650	2.8	10.30	3.5	0.453	2.2	0.628	2,407	2508	±46	2,279	±97	4	
5.2	0.05	323	124	0.4	0.16557	0.48	10.85	1.3	0.4753	1.2	0.928	2,507	2513.3	±8.2	2,389	±41	0	
6.1	--	455	238	0.54	0.16932	0.36	11.38	1.2	0.4875	1.2	0.955	2,560	2550.9	±6.1	2,488	±33	0	
6.2	0.49	23	35	1.56	0.1674	3.3	10.87	4.1	0.471	2.4	0.580	2,488	2532	±56	2,348	±100	2	
7.1	0.01	2411	32	0.01	0.16618	0.16	11.50	1.1	0.5020	1.1	0.990	2,623	2519.6	±2.6	2,413	±100	-4	
8.1	0.94	30	31	1.05	0.1639	2.5	10.69	3.2	0.4728	2.1	0.645	2,496	2496	±42	2,204	±89	0	
9.1	0.72	23	27	1.21	0.1660	2.7	10.84	3.5	0.474	2.3	0.656	2,499	2518	±45	2,439	±100	1	
9.2	0.16	200	72	0.37	0.1676	0.65	10.99	1.5	0.4756	1.3	0.895	2,508	2534	±11	2,340	±57	1	
9.3	0.03	809	82	0.1	0.16679	0.41	11.10	1.2	0.4826	1.1	0.938	2,539	2525.7	±6.9	2,301	±48	-1	
10.1	0.03	264	119	0.47	0.1749	0.61	12.12	1.4	0.5028	1.2	0.893	2,626	2605	±10	2,539	±43	-1	
11.1	0.07	501	275	0.57	0.1699	0.65	11.94	1.4	0.5094	1.2	0.883	2,654	2557	±11	2,505	±44	-4	
12.1	--	207	89	0.44	0.17051	0.58	11.67	1.4	0.4962	1.3	0.907	2,597	2562.7	±9.8	2,548	±49	-1	
13.1	0.1	348	93	0.28	0.1671	0.95	10.99	1.5	0.4768	1.2	0.779	2,513	2529	±16	2,488	±63	1	
13.2	0.48	24	23	0.97	0.1666	3.0	11.14	3.8	0.485	2.2	0.592	2,548	2,524	±51	2,548	±130	-1	
14.1	0	319	234	0.76	0.16921	0.41	11.36	1.3	0.4868	1.2	0.946	2,557	2549.8	±6.8	2,485	±35	0	
14.2	--	22	32	1.51	0.1742	3.4	11.44	4.2	0.476	2.4	0.569	2,511	2599	±57	2,553	±110	3	
15.1	--	70	72	1.06	0.1731	1.3	11.10	2.1	0.4654	1.6	0.773	2,463	2588	±22	2,491	±61	5	
15.2	0.69	23	38	1.68	0.1635	2.4	10.47	3.4	0.464	2.4	0.701	2,459	2492	±41	2,313	±79	1	
16.1	0.6	26	40	1.64	0.1684	2.4	10.57	3.3	0.4552	2.2	0.667	2,419	2542	±41	2,365	±76	5	
16.2	0.32	115	86	0.78	0.1661	1.2	11.11	1.8	0.4853	1.4	0.768	2,550	2518	±20	2,406	±52	-1	

测点号	²⁰⁶ Pb _c (%)	元素含量(×10 ⁻⁶)		同位素比值						同位素年龄(Ma)						不谐和度(%)			
				Th		Th/U		误差相 关系数		n(²⁰⁶ Pb)/n(²³⁸ U)		n(²⁰⁷ Pb)/n(²⁰⁶ Pb)		n(²⁰⁶ Pb)/n(²³⁸ U)			n(²⁰⁷ Pb)/n(²⁰⁶ Pb)		
		U	Th	Th/U		n(²⁰⁷ Pb [*])/n(²⁰⁶ Pb [*])		n(²⁰⁷ Pb [*])/n(²³⁵ U)		n(²⁰⁶ Pb [*])/n(²³⁸ U)		n(²⁰⁷ Pb)/n(²⁰⁶ Pb)		n(²⁰⁶ Pb)/n(²³⁸ U)			n(²⁰⁷ Pb)/n(²⁰⁶ Pb)		
				测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ		测值	1σ	测值
变质石英闪长岩(P8Rn16)																			
1.1	0.02	±4.8	179	0.24	0.1653	0.28	10.92	1.2	0.4797	1.1	0.969	2,526	±23	2,508	±23	2,424	±37	-1	
2.1	1.65	±88	31	1.9	0.1726	2.7	10.20	6.5	0.469	3.9	0.598	2,478	±80	2,433	±80	2,344	±130	-2	
2.2	0.3	±21	129	1.13	0.1668	0.78	10.48	2.7	0.463	2.4	0.885	2,455	±49	2,498	±49	2,281	±67	2	
3.1	0.2	±14	77	0.54	0.1802	0.68	12.67	1.6	0.5151	1.4	0.866	2,678	±31	2,638	±31	2,547	±61	-2	
3.2	0.15	±25	72	1.01	0.1687	1.2	10.76	3.1	0.466	2.7	0.877	2,468	±55	2,531	±55	2,381	±81	3	
4.1	--	±14	52	0.41	0.1761	0.81	12.04	1.8	0.4953	1.6	0.894	2,594	±35	2,619	±35	2,574	±59	1	
4.2	2.3	±140	30	1.14	0.172	3.2	10.02	8.4	0.481	2.9	0.344	2,530	±61	2,359	±61	2,272	±250	-7	
5.1	0.81	±39	40	0.7	0.1742	1.3	11.21	3.6	0.487	2.7	0.761	2,559	±57	2,527	±57	2,348	±140	-1	
6.1	0.11	±8.1	167	0.42	0.184	0.44	13.49	1.3	0.5347	1.2	0.931	2,761	±28	2,680	±28	2,596	±50	-3	
6.2	1.54	±63	39	1.13	0.1741	1.6	10.33	4.5	0.467	2.5	0.556	2,471	±51	2,459	±51	2,343	±130	-1	
7.1	0.5	±33	44	1.03	0.1715	1.5	10.33	3.0	0.449	2.3	0.757	2,389	±45	2,529	±45	2,370	±94	6	
7.2	0.57	±16	139	0.73	0.1805	0.69	11.85	1.7	0.4898	1.4	0.830	2,570	±31	2,611	±31	2,398	±59	2	
8.1	0.36	±42	22	0.35	0.1829	1.7	11.71	3.3	0.4726	2.0	0.624	2,495	±42	2,650	±42	2,522	±250	6	
9.1	0.42	±39	24	0.38	0.183	1.4	12.14	3.1	0.4907	2.0	0.651	2,574	±42	2,647	±42	2,511	±240	3	
9.2	3.15	±100	33	1.75	0.1749	2.5	9.02	7.0	0.446	3.4	0.483	2,378	±67	2,308	±67	2,236	±140	-3	
10.1	0.09	±19	50	1	0.1688	1	10.78	2.1	0.4655	1.8	0.843	2,464	±37	2,538	±37	2,473	±59	3	
10.2	0.15	±20	26	0.36	0.1775	0.81	12.65	2.0	0.5208	1.6	0.799	2,703	±36	2,617	±36	2,588	±130	-3	

注：误差为1 σ ， Pb_c 、 Pb^* 分别表示普通Pb和放射成因Pb。标准校正值的误差是0.27%。普通Pb用测量的 ^{204}Pb 校正。

带明显的部分和边部白色环带不发育的部分。前者在锆石的核心部位环带韵律结构明显,可能为岩浆的形成年龄;后者在锆石的边部出现晶棱圆化、港湾状结构等外形特征,且这些区域阴极发光强度较强,无明显分带,为热液溶蚀作用形成的变质锆石,当热液蚀变作用进一步增强时,在锆石的周围会出现较宽的白色蚀变边(吴元保等, 2004)。可能代表变质作用的年龄(这部分的U含量比较低,年龄误差较大,部分分析点似乎比核部年龄还大,但这属于分析误差的结果)。由此可知,中心部位的年龄值为岩浆结晶年龄,边部的年龄值为变质年龄。样品片麻状石英闪长岩(P8Rn5)获得两个加权平均年龄分别为 2616 ± 24 Ma 和 2504 ± 15 Ma;样品变质英云闪长岩(P8Rn16)获得两个加权平均年龄分别为 2577 ± 19 Ma 和 2486 ± 26 Ma。因此,乌拉特中旗地区的片麻状石英闪长岩和变质英云闪长岩的侵位时间应为新太古代。

4 岩石成因分析

Rb/Sr 值对于研究花岗质岩石的物质来源具有重要意义,据 Taylor and McLennan(1985)等的研究,地球上部陆壳 Rb/Sr 值大约为 0.32,大陆壳平均值为 0.24,乌拉特中旗地区新太古代 TTG 岩系的 Rb/Sr 值为 0.09~0.24,均值为 0.16,表明该岩体的物质来源于陆壳成分和少量幔源成分,验证了岩浆来源于地壳部分熔融的研究。

关于太古宙 TTG 的成因主要有两种观点:一种认为 TTG 类似于现代高锆低钪中酸性岩,是俯冲洋壳板片部分熔融形成的。另一种观点认为 TTG 与高锆低钪中酸性岩虽然有类似之处,但也有所区别,应当是由加厚地壳玄武岩底侵作用导致的下地壳底部变质岩部分熔融形成的。实验对比数据表明,板片熔融形成的高锆低钪中酸性岩 $\text{Mg}^\#$ 在 0.65~0.80,表明与地幔发生了熔融;而与地幔轻微有(或很少有)相互

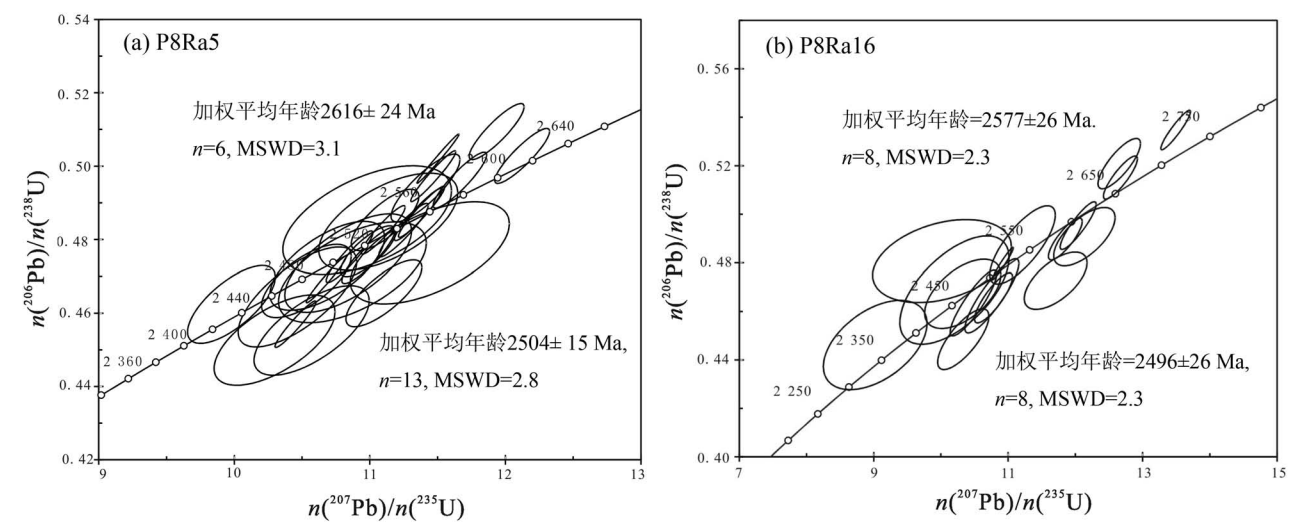


图 5 乌拉特中旗地区新太古代变质侵入岩样品 P8Rn5 和 P8Rn6 锆石 U-Pb 同位素谐和图

Fig. 5 U-Pb Concordia diagram for zircons from the metamorphic intrusive rocks sample P8Rn5 and P8Rn6 in Urad Zhongqi area

作用的高锆低钇中酸性岩的 $Mg^\#$ 在 0.45 ~ 0.80。Smithies(2000)认为 TTG 的 $Mg^\#$ 比高锆低钇中酸性岩要低,所以没有和地幔楔发生相互作用,不是俯冲板片熔融,而是加厚下地壳的部分熔融。内蒙古乌拉特中旗新太古代 TTG 的 $Mg^\#$ (0.27~0.62) 相比板片熔融形成的高锆低钇中酸性岩 $Mg^\#$ 值低,因此,乌拉特中旗地区 TTG 岩系可能是加厚下地壳部分熔融形成的。

5 构造意义

本次乌拉特中旗地区出露的新太古代变质侵入岩与阴山变质地块出露的英云闪长质片麻岩、花岗闪长质片麻岩、闪长质片麻岩、角闪二长花岗岩等岩浆杂岩组成特征基本一致。这些不同成分的正片麻岩多经历了较强的变质变形改造,片麻理普遍发育,部分有强烈的糜棱岩化;变质程度多为高角闪岩相,部分达到了麻粒岩相。目前的锆石同位素年龄表明,这些不同成分的正片麻岩主要形成于 2600 ~ 2500 Ma 期间。该区除正片麻岩之外,在变质的火山沉积地层中有一些中基性火山岩,它们也形成于新太古代的晚期。它们应是同一岩浆事件的产物。

耿元生等(2010)通过对华北克拉通 11 个变质地区新太古代末—古元古代初的正片麻岩岩浆组成特征对比分析,发现具有以下 5 个特征:① 新太古代末—古元古代初的岩浆事件分布具有广泛性;② 岩浆事件在时间上有相对集中的特点,主要在 2600 ~ 2450 Ma 之间;③ 该阶段形成的钠质片麻岩和钾

质片麻岩在形成时间上几乎一致,空间分布上局部无序,总体有序;④ 该期岩浆事件与变质事件几乎同时发生,变质事件通常较岩浆事件晚 10 ~ 15 Ma,在有些地区几乎同时,表明岩浆事件和变质事件是同一构造热事件的产物;⑤ 该期岩浆事件所产生的片麻岩的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值绝大多数为正值,表明它们是有地幔物质加入的新生地壳再造的产物。值得注意的是,本次在乌拉特中旗地区新太古代变质侵入岩中获得的锆石 U-Pb 同位素年龄分别得到了岩浆结晶年龄和变质年龄,而根据现有同位素资料,许多学者在东部陆块的吉南—辽北变质地区和冀东变质地区新太古代岩体中获得了锆石的核部结晶年龄和边部的变质年龄(Matthew et al., 2009; Yang Jinhui et al., 2008),表明新太古代末岩浆侵入不久就发生了区域变质作用。但对于中部带是否经历了新太古代末—古元古代初的变质改造却存在不同认识,有的研究者认为阜平变质杂岩经历了新太古代末甚至更早的变质改造(伍家善等, 1989; 王启超等, 2001; 柳树文等, 2002; 程裕淇等, 2004),有的学者则认为阜平杂岩只经历了 1.8 Ga 左右的变质改造(Cawood et al., 1998; Zhao Guochun et al., 2002)。其分歧主要原因在于古元古代晚期的变质事件较强,可能改造或掩盖了早期变质作用的痕迹。但根据现有少量的同位素资料,还是可以看出中部带在新太古代末—古元古代初经历了这期的变质改造(耿元生等, 2010)。如 Guan Hong 等(2002)在阜平西槽口的黑云斜长片麻岩对 II 类锆石进行了 SHRIMP 年龄

测年,多数颗粒显示 1.8 Ga 左右的变质年龄,但有一粒锆石核部年龄为 2463 ± 5 Ma, 锆石边部年龄为 2475 ± 8 Ma, 这两个点基本位于谐和线上。其结构和 Th/U 值均显示了变质成因,因此我们认为可能是阜平杂岩经历了新太古代末—古元古代初变质改造的记录。再如程裕淇等(2004)对龙泉关剪切带中糜棱岩化花岗闪长质片麻岩进行锆石 SHRIMP U-Pb 分析时,其中一颗锆石具有环带不十分明显的核和无结构的边,锆石核部年龄为 2526 ± 15 Ma, 锆石边部年龄为 2508 ± 19 Ma。我们认为该粒锆石核部的年龄代表正片麻岩的形成年龄,而边部年龄代表变质作用同时伴有深熔作用的时间。另外在中部带南部的登封杂岩中片麻状奥长花岗岩中有 3 粒锆石具有变质边,其锆石 U-Pb 年龄为 2512~2516 Ma,表明在新太古代晚期该区曾遭受变质作用改造(万渝生等,2009)。至于西部陆块是否同样经历了新太古代末—古元古代初的变质改造,之前由于缺少精确的锆石原位定年数据,一直不能很确定。但近年来随着同位素定年数据的发表,西部陆块遭受新太古代末的变质事件证据也开始增加。徐仲元(2015)通过对大青山地区新太古代侵入岩进行测年分析,得到了 2484~2395 Ma 的岩浆岩结晶年龄,同时有 2 个样品的记录早期锆石变质年龄为 2441 和 2481 Ma, 2 个样品记录晚期变质锆石年龄为 1847 Ma 和 1919 Ma,从而表明大青山地区新太古代侵入岩普遍遭受了古元古代早期和晚期构造热事件的叠加改造。本次在乌拉特中旗地区新太古代片麻状石英闪长岩和变质英云闪长岩中分别获得了锆石 SHRIMP U-Pb 测年两个集中值,均位于谐和曲线上。锆石核部韵律明显,为岩浆结晶年龄,锆石边部无环带,灰白色,为变质年龄。片麻状石英闪长岩和变质英云闪长岩的锆石核部年龄分别为 2616 ± 24 Ma 和 2577 ± 19 Ma, 边部年龄分别为 2504 ± 15 Ma 和 2486 ± 26 Ma。表明乌拉特中旗地区岩体在新太古代末侵入不久后在新太古代末—古元古代初经历了变质改造。从而为西部陆块在新太古代末—古元古代初变质事件提供依据,为以后更多的学者研究华北克拉通形成演化提供了基础资料。值得注意的是,本次在乌拉特中旗地区晚太古代岩体获得的年龄均大于 2.57 Ga,该年龄在华北克拉通普遍较少。根据李江海(2006)对华北克拉通早期的 TTG 岩类整理高精度的同位素年代学资料表明,早期 TTG 岩类及花岗岩侵位时代集中在 2.68~2.50 Ga,并在 2.52 Ga 达到最高峰,表明华北克拉通在本区太古

代时期的岩浆事件属于较早期的构造岩浆热事件。

由此可见,对于华北克拉通,不论是东部陆块、西部陆块还是中部带,在 2.5~2.6 Ga 期间发育大量的构造岩浆活动事件,并且这些岩浆岩占了华北克拉通基地组成的 60% 以上,这些岩浆岩在形成时代、成分组成、分布特点、物质来源以及变质作用的关系等方面均具有相似性(耿元生等,2010)。如果我们将华北克拉通作为一个整体看待,华北克拉通应在统一的构造热体制下才能形成遍布华北克拉通的、具有相似特征和成因的正片麻岩。根据 Hf 同位素的研究,华北克拉通基地的正片麻岩都是来自于新太古代的新生地壳,什么构造热体制能在大区域范围内产生新生地壳? 线状构造热体制(造山带)很难产生面积性的新生地壳。地幔柱幔源岩浆的底侵可达数十万平方千米,可以产生面积性的热源,地幔分异出的基性岩浆底侵后产生新生地壳。底侵的基性岩浆(新生地壳)的部分熔融,产生了地球化学上具有幔源岩浆分异特征的深处 TTG 片麻岩,其中的锆石 Hf 同位素记录了新生地壳即时改造的特征。而底侵基性岩浆产生的大量热导致先存中下地壳的部分熔融,形成深熔系列的正片麻岩(包括钾质花岗岩),同时大量的热源使中下地壳岩石发生区域变质改造。在这种构造热体制下,可以产生面积性的新生地壳,可以近于同时产生不同成分的正片麻岩。并且由于热向上传导,在已存地壳和刚形成的片麻岩可以很快经历区域变质改造。因此我们认为华北克拉通在 2.5~2.6 Ga 期间大量的构造岩浆活动促使地壳快速生长的根本机制是地幔柱底侵的热构造体制,这也是华北克拉通化形成的根本原因。

6 结论

(1)通过野外地质特征和地球化学特征,在乌拉特中旗地区识别出一套新太古代 TTG 岩系,在空间上与色尔腾山岩群密切伴生。岩石化学特征显示为高铝、富钠的花岗岩类,样品具有向钙碱性花岗岩和奥长花岗岩演化的趋势。

(2)分别对片麻状英云闪长岩和变质石英闪长岩进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素测年,结合阴极发光图像,获得了 TTG 岩系的岩浆结晶年龄和变质年龄。岩浆结晶年龄分别为 2616 ± 24 Ma 和 2577 ± 19 Ma,代表岩浆的侵入时间为新太古代;变质年龄分别是 2504 ± 15 Ma 和 2386 ± 26 Ma,表明变质事件时间为新太古代末—新元古代初。

(3)通过对岩石成因分析,结合锆石 U-Pb 测年

结果,得出乌拉特中旗 TTG 岩系为加厚下地壳部分熔融形成,其岩浆事件和变质事件是同一构造热事件的产物。再结合整个华北克拉通岩浆构造事件的同位素资料,在 2.5~2.6 Ga 期间华北克拉通发生大面积岩浆事件,根本机制是由于地幔柱底侵的热构造体制所形成。

致谢:在成文过程中得到内蒙古地质矿产勘查院杨亮高级工程师的指导和帮助,以及审稿专家和编辑提出的宝贵意见和建议,在此深表谢意!

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

程裕淇,杨崇辉,万渝生,刘增校,张西平,杜利林,张寿广,伍家善,高吉凤.2004.太行山中北段早前武纪地质和深熔作用对地壳岩石的改造.北京:地质出版社,1~191.

邓晋福,刘翠,冯艳芳,肖庆辉,狄永军,苏尚国,赵国春,段培新,戴蒙. 2015.关于火成岩常用图解的正确使用:讨论与建议.地质论评,61(4):717~734.

耿元生,沈其韩,任留东. 2010. 华北克拉通晚太古代末—古元古代初的岩浆事件及构造热体制. 岩石学报,026(97):1945~1966.

贺元凯,吴泰然,罗红玲,张文. 2010. 华北板块北缘中段新太古代的陆—陆碰撞事件:来自合教 S 型花岗岩的证据. 北京大学学报(自然科学版),46(4):571~580.

简平,张旗,刘敦一,金维浚,贾秀勤,钱青.2005. 内蒙古固阳晚太古代赞岐岩(Sanukite)一角闪花岗岩的 SHRIMP 定年及其意义. 岩石学报,12(1):151~157.

李江海,钱祥麟,黄雄南,柳树文.2000. 华北陆块基底构造格局及早期大陆克拉通化过程.岩石学报,16(1):1~10.

李江海,牛向龙,程素华,钱祥麟. 2006. 大陆克拉通早期构造演化历史探讨:以华北为例. 中国地质大学学报(地球科学版),31(3):285~293.

柳树文,李江海,潘云明,张健,李秋根,黄雄南. 2002. 太行山—恒山太古代古老陆块:年代学和地球化学制约. 自然科学进展,12(8):826~833.

陶继雄. 2003. 内蒙固阳地区新太古代变质侵入岩特征及与成矿关系. 地质调查与研究,26(1):21~26.

内蒙古自治区地质矿产局. 1991.内蒙古自治区区域地质志. 北京:地质出版社,581~582

万渝生,刘敦一,王世炎,赵逊,董春艳,周红英,樱小艳,杨长秀,高林志. 2009. 登封地区早前寒武纪地壳演化—地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 年代学制约. 地质学报,83(7):982~999.

王启超,赵永利,王琴延,王国平,牛树银,王礼胜,肖文邈. 2001. 太行山区阜平超群的地质时代及层序. 地层学杂志,25(增刊):391~397.

王仁江,李孟江,程素华. 2012. 尚义葛令天高铬花岗岩(Closepet-like)—新太古代古缝合带的新证据. 岩石学报,28(4):1037~1043.

伍家善,耿元生,徐慧芬,金龙国,贺邵英,孙世伟. 1989. 阜平群变质地质. 中国地质科学院地质研究所所刊,第 19 号:1~213.

吴元保,郑永飞.2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报,49(16):1589~1605.

徐仲元,万渝生,董春艳,马铭株,刘敦一. 2015. 内蒙古大青山地区

新太古代晚期岩浆作用:来自锆石 SHRIMP U-Pb 定年的证据. 岩石学报,031(06):1509~1517.

杨学明,杨晓勇,陈双喜. 2000. 岩石地球化学. 合肥:中国科学技术大学出版社,117.

宋彪,张玉海,万渝生,简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品制靶、龄测定及有关现象讨论. 地质评论,2002,48(增刊):26~30.

翟明国,卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及早元古代末—中元古代裂解. 中国科学(D 辑),30(增刊):129~137.

张莉莉,代芳华,崔加伟,吴松,郑海涛,郑有业. 2014. 内蒙古固阳地区新太古代变质侵入岩地球化学特征及意义. 地球科学—中国地质大学学报,39(3):271~282.

张旗,王焰,钱青,翟明国,金维浚,王元龙,简平. 2004c. 晚太古代 Sanukite(赞岐岩)与地球早期演化. 岩石学报,20(6):1355~1362.

张维杰,李龙,耿明山. 2000. 内蒙古固阳地区新太古代侵入岩的岩石特征及时代. 地球科学—中国地质大学学报,25(3):221~226.

赵国春. 2009. 华北克拉通基带主要构造单元变质作用演化及其若干问题讨论.岩石学报,25(8):1772~1792.

Barker F and Arth J G. 1976. Generation of trondhjemitic—tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite—basalt suites. Geology, 4:596~600.

Belousova E A, Griffin W L, Oreilly S Y.2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source type. Contribution to Mineralogy and Petrology, 143:602~622.

Cawood P, Wilde S A, Wang K Y and Nemchin A. .1998. Intergrated geochronology and field constraints on subdivision of the Precambrian in China Data from the Wutaishan. Abstract of the 9# International Conference on Geochronology and Isotope Geology, Beijing. Chinese Science Bulletin, 43:17.

Cheng Yuqi, Yang Chonghui, Wan Yusheng, Liu Zengxiao, Zhang Xiping, Du Lilin, Zhang Shouguang, Wu Jiashan, Gao Jifeng. 2014 #. Early Precambrian geology and Anatexis were reworking of crustal rocks of middle—northern of Taihang mountain. Beijing: Geology Publishing House, 1~191.

Deng Jinfu, Liu Cui, Feng Yanfang, Xiao Qinghui, Di Yongjun, Su Shangguo, Zhao Guochun, Duan Peixun, Dai Meng. 2015#. On the Correct Application in the common Igneous Petrological Diagrams: Discussion and Suggestion. Geological Review, 61(4):717~734.

Geng Yuansheng, Shen Qihan, Ren Liudong. 2010#. Late Neoproterozoic to early Paleoproterozoic magmatic events and tectonothermal systems in North China Craton. Acta Petrologica Sinica, 26(7):1945~1966.

Guan Hong, Sun Min, Wilde Simon A, Wilde, Zhou Xinhua, Zhai Mingguo. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping complex Implications for formation and assembly of the North China craton. Precambrian Research, 113: 1~18.

He Yuankai, Wu Tairen, Luo Hongling, Zhang W. 2010#. Late Archean continent—continent collision event of middle segment of north margin of North China Plate:Evidence from S-type granite of Hejiao area. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 46(4):571~580.

Jian Ping, Zhang Qi, Liu Dunyi, Jin Weijun, Jia Xiuqin, Qian Qing. 2005#.SHRIMP dating and geological significance of Late Achaean high-Mg diorite (sanukite) and hornblende-granite at Guyang of Inner Mongolia. Acta Petrologica Sinica, 21(1):151~157.

Kusky Timothy, Li Jianghai. 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China craton. Journal of Asian Earth Sciences, 22(4):

383~397.

- Li Jianghai, Qian Xianglin, Huang Xingnan, Liu Shuwen. 2000&. Tectonic framework of North China Block and its cratonization in the early Precambrian. *Acta Petrologica Sinica*, 16(1) :1~10.
- Li Jianghai, Niu Xianglong, Cheng Suhua, Qian Xianglin. 2006&. The Early Precambrian Tectonic Evolution of Continental Craton: A Case Study from North China. *Earth Science(Journal of China University of Geosciences)*, 31(3) :285~293.
- Liu Shuwen, Li Jianghai, Pan Yunming, Zhang Jian, Li Qiugen, Huang Xiongnan. 2002#. The paleo-landmass of the Archean of Taihang—Hengshan Mountains: Constraints of Chronology and Geochemistry. *Progress in Natural Science*, 12(8) :826~833.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley
- Matthew G L, Simon W A, Wu Fuyuan, Yang Jinhui. 2009. The Application of zircon catholuminescence imaging Th—U—Pb chemistry and U-Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary. *Chemical Geology*, 261:155~171.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian, Li Youguo. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. *Lithos*, 74:131~148.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar: Implications for continental growth and crust—mantle recycling. *Petrology*, 36:891~931.
- Smithies R H. 2000. The Archaean tonalite—trondhjemite—granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, 182:115~125.
- Song Biao, Zhang Yuhai, Wan Yusheng, Jian Ping. 2002&. Mount Making and Procedure of the SHRIMP Dating. *Geological Review*, 48:26~30.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford:Blackwell.
- Tao Jixiong. 2003#. Characteristics of Neoproterozoic metamorphic intrusives and the relationship with the mineralization of gold in Guyang region, Inner Mongolia. *Geological Survey & Research*, 26(1) :21~26.
- Wan Yusheng, Liu Dunyi, Wang Shiyan, Zhao Xun, Dong Chunyan, Zhou Hongying, Ying Xiaoyan, Yang Changxiu, Gao Linzhi. 2009&. Early precambrian crustal evolution in the Dengfeng Area, Henan Province (eastern China): Constraints from geochemistry and SHRIMP U-Pb zircon dating. *Acta Geologica Sinica*, 83(7) :982~999.
- Wang Qichao, Zhao Yongli, Wang Qingyan, Wang Guoping, Niu Shuyin, Wang Lisheng, Xiao Wenxian. 2001&. Geological age and sequence of the fuping supergroup in the taihangshan area. *Journal of Stratigraphy*, 83:982~999.
- Wang Renming, Li Mengjiang, Cheng Suhua. 2012&. Gelingyao high-Cr granite (Closepet-like) in Shangyi: New evidence of LateArchean suture zone. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4) :1037~1043.
- Williams I S. 1987. Claesson S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U—Th—Pb. *Contrib Mineral Petrol*, 97:205~217.
- Williams I S. 1998. U—Th—Pb geochronology by ion microprobe[A]. In: McKibben M A, Shanks W C, Ridley W I. (Eds.) . Applications of Microanalytical Technique to Understanding Mineralizing process[C] . *Rev Economic Geol*, 7:1~35.
- Wu Jiashan, Geng Yuansheng, Xu Huifen, Jin Longguo, He Shaoying, Sun Shiwei. 1989#. The Fuping Group Metamorphic Geology. Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences.19:1~213.
- Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. 2004#. A study about the Minerageny of Zircons and Constraints of U/Pb Zircons. *Chinese Science Bulletin*, 49(16) :1589~1605.
- Xu Zhongyuan, Wan Yusheng, Dong Chunyan, Ma Mingzhu, Liu Dunyi. 2015&. Late Neoproterozoic magmatism identified in Daqingshan, Inner Mongolia: SHRIMP zircon U-Pb dating. *Acta Petrologica Sinica*, 31(6) :1509~1517.
- Yang Jinhui, Wu Fuyuan, Wilde Simon A, Zhao Guochun. 2008. Petrogenesis and geodynamics of Late Archean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton Geochronological, geochemical and Nd—Hf isotopic evidence. *Precambrian Res.* 167:125~149.
- Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Chen Shuangxi. 2000#. Using geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Hefei: Press of University of Science and Technology of China, 117.
- Yuan Honglin, Gao Shan, Liu Xiaoming, Li Huiming, Detlef Gunther, Wu Fuyuan. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geostand News*, 28:353~370.
- Zhai Mingguo, Bian Aiguo. 2000#. The supercontinents Collided in the Neoproterozoic and Splitted in late Paleoproterozoic to mid Proterozoic of the North China Craton Science in China(series D), 30(plus) :26~30.
- Zhai Mingguo, Santosh M. 2011. The early Precambrian odyssey of the North China Craton: a synoptic overview. *Gondwana Research*, 20:6~25.
- Zhang Lili, Dai Fanghua, Cui Jiawei, Wu Song, Zheng Haitao, Zheng Youye. 2014&. Geochemistry characteristics and significance of metamorphic intrusions in Guyang Region, Inner Mongolia. *Earth Science*, 39(3) :271~282.
- Zhang Qi, Wang Yan, Qian Qing, Zhai Mingguo, Jin Weijun, Wang Yuanlong, Jian Ping. 2004c&. Sanukite of late Archaean and early Earth evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6) :1355~1362.
- Zhang Weijie, Li Long, Geng Mingsheng. 2000&. Petrology and dating of Neo-archaeal intrusive rocks from guyang area, inner mongolia. *Earth Science Journal of China University of Geosciences*, 25(3) :221~226.
- Zhao Guochun, Cawood Peter A, Li Sanzhong, Wilde Simon A, Sun Min, Zhang Jian, He Yanhong, Yin Changqing. 2012. Amalgamation of the North China Craton: Key issues and discussions. *Precambrian Research*, 222~223(12) :55~76.
- Zhao Guochun, Wilde Simon A, Cawood Peter A and Sun Min. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and *P—T* path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Research*, 107:45~73.
- Zhao Guochun, Sun Min, Wilde Simon A and Li Sanzhong. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. *Precambrian Research*, 136:177~202.
- Zhao Guochun, Wilde Simon A, Cawood Peter A and Sun Min. 2002. SHRIMP U-Pb zircon ages of the Fuping complex Implication for accretion and assembly of the North China Craton. *American Journal of Science*, 302:196~221.
- Zhao Guochun. 2009&. Metamorphic evolution of major tectonic units in

Geochemical Characteristics and Its Tectonic Significance of Neoarchean Metamorphic Intrusions in Urad Zhongqi Area, Inner Mongolia

LI Jianbo¹⁾, WANG Xinliang¹⁾, HOU Liyu²⁾, GAO Junfeng³⁾, GU Yanchun^{4,5)}, JIAO Zhen¹⁾

1) Geological and Mineral Survey Institute of Inner Mongolia, Hohhot, 010010;

2) School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083;

3) No. 6 Gold Geological Party of PAP, Xining, 810000;

4) Inner Mongolia Key Laboratory of Magmatic Mineralization and Ore-Prospecting, Hohhot, 010020;

5) Geological Survey Institute of Inner Mongolia, Hohhot, 010020

Objectives: The Neoarchean intrusions in Urad zhongqi (Central Urad Banner) area, Inner Mongolia, possesses obvious characteritics of Adakite (high Sr low Yb intermediate—acid rocks) and TTG rock series. It is associated intently with greenstone of Seertengshan Group Neoarchean in space distribution. It possesses important significance in studying the early Earth evolution of the Norh China Craton.

Methods: This articale did the study to the Neoarchean granites via SHRIMP ziron U-Pb dating and whole rock geochemistry analysis collected from the Urad Zhongqi Region, Inner Mongolia.

Results: The SiO₂ content of these intrusive rocks is in the range of 58.24% ~ 71.19%, with a high alkali content (Na₂O+K₂O>7%), enriched in Na(Na₂O >3.82%), Na₂O/K₂O>1, high-alumina(Al₂O₃ content usually between 13.89% ~ 16.92%). Trace elements show low Rb/Sr ratio (0.06<Rb/Sr<0.28), enriched in LILE(Rb、Sr) and depleted in HFSE(Th、Nb、Ta) . The SHRIMP was used for the zircon U-Pb dating of the intrusive rocks, and the isotope age is 2616±24 Ma and 2577±19 Ma, indicating that it was formed at the Late Neoarchaeon and representing the hydrothermal age. By the edge of zircon testing, obtained isotope is 2504±15 Ma and 2486±26 Ma respectively. between with the Late Neoarchaeon to Early Paleoproterozoic, Representing the metamorphic age. The Neoarchaeon intrusions in this area enriched in Sr, low Rb/Sr value, the average Mg[#] value is 0.53. And result is lower compared with Mg[#](0.65 ~ 0.80) of adakite formed by slab subduction melting, shows the TTG of this area was formed by partial melting of the thickened crust.

Conclusions: Combined with regional geological data and the zircon U-Pb ages, the Neoarchean magmatic activity of Urad zhongqi area is widespread in the whole North China Craton (NNC) and its corresponding metamorphic event is also widely distributed in area, revealing that both the magmatism and metamorphism were derived from the same tectonic thermal geodynamic precesses. And therefore, we suggested that the Neoarchean magmatism was caused by the mantle magma underplating to the lower crust, which was most likely to be derived from the mantle plume activity, and the widely magmatic event may be associated with the formation mechanism of the NNC.

Keywords: Neoarchean; intrusion; SHRIMP; Wulate Zhognqi (Central Urad Banner) ; the North China Craton

Acknowledgements: This study was supported by the China Geological Survey regional geological survey project (Nos. 1212011120707)

First author: LI Jianbo, Male, born in 1982. Engineer, maily engaged in regional geological and mineral survey work. Email: 66101651@ qq. com

Manuscript received on: 2017-06-13; Accepted on: 2018-08-17; Edited by: ZHANG Yuxu

Doi: 10.16509/j.georeview.2018.05.009