

辽西地区太古宙—古元古代岩石组合及其研究进展

徐 扬^{1,2,3}, 孟祥君², 张 煥³, 李日辉², 侯方辉²

(1 国土资源部海洋油气与环境地质重点实验室, 青岛 266071;

2 海洋国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266071;

3 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074)

摘 要:辽西地区是华北克拉通东部陆块的一部分, 大面积出露了太古宙—古元古代的古老岩石, 是研究华北地壳早前寒武纪演化的重点地区之一。辽西地区太古宙岩石组合以 TTG 质和花岗质变质深成岩为主, 少量变质表壳岩以包体或构造残片形式赋存在变深成岩中; 古元古代(2.5~1.6 Ga)岩石组合包括长城系裂谷沉积岩和碱性侵入杂岩。最新的区调成果以及地质—地化数据表明, 辽西地区记录的太古宙岩浆—变质事件主要集中在约 2.55~2.50 Ga 之间, 其形成与洋壳俯冲有关; 该区缺乏约 2.50~1.85 Ga 构造—热事件的记录, 约 1.72~1.70 Ga 是该区另外一期强烈的岩浆活动, 其形成与华北东、西部陆块最终碰撞(约 1.85 Ga)之后的构造伸展有关。

关键词:新太古代岩石组合; 古元古代岩石组合; 锆石 U-Pb-Hf 同位素; 辽西地区

中图分类号: P313

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2016.05003

太古宙—古元古代占地球历史的 1/2 以上, 是大陆地壳形成和演化的主要阶段。这一时期的初始陆壳的生长、前板块构造机制向板块构造机制的转变、以及地球环境的剧变等科学问题是地学研究的前沿和热点^[1-6]。太古宙—古元古代岩石是人们认识早期地球特征的主要载体, 这些古老的岩石残留在 35 个较大的太古宙克拉通(或其残片)内部; 华北克拉通作为少数几个保存有 > 3.8 Ga 年龄的古老克拉通之一^[7], 不仅记录了完整的早期陆壳的生长和稳定化过程, 还经历了完整的陆块拼合扩展与裂解过程, 因此成为早前寒武纪研究的典型对象之一^[5,6,8]。近年来, 随着高精度的岩石地化和同位素数据的积累, 华北克拉

通前寒武纪地质研究取得了巨大的进展, 其代表性成果包括古老微陆块的识别、残留洋壳与早期陆壳的形成、高压变质岩石与大陆拼贴机制、古地幔柱构造与前 Rodinia 超大陆旋回等^[1-6,8-11]。

辽西地区位于辽东湾以西的辽宁省西部, 构造上属于华北克拉通北缘、燕山造山带东部, 是华北克拉通东部陆块(或者胶辽陆块)的一部分(图 1)。辽西及其邻区出露有岩性多样的太古宙—古元古代的岩石组合, 是研究华北太古宙—古元古代地壳演化的重点地区之一。近年来, 辽西地区获得了大量的高精度锆石 U-Pb-Hf 数据和岩石地化数据(图 1、表 1)^[12-24], 使得早期区调中使用的岩石单元(如建平群、绥中花岗岩)不断解体, 对太古宙—古元古代岩浆事件的认识也不断深入。本文利用“1:25 万锦西—营口幅海洋地质调查项目”的部分成果, 结合已有的岩石学、地球化学和同位素年代学数据, 分析了辽西地区太古宙—

收稿日期: 2016-02-26

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(GZH201400205)

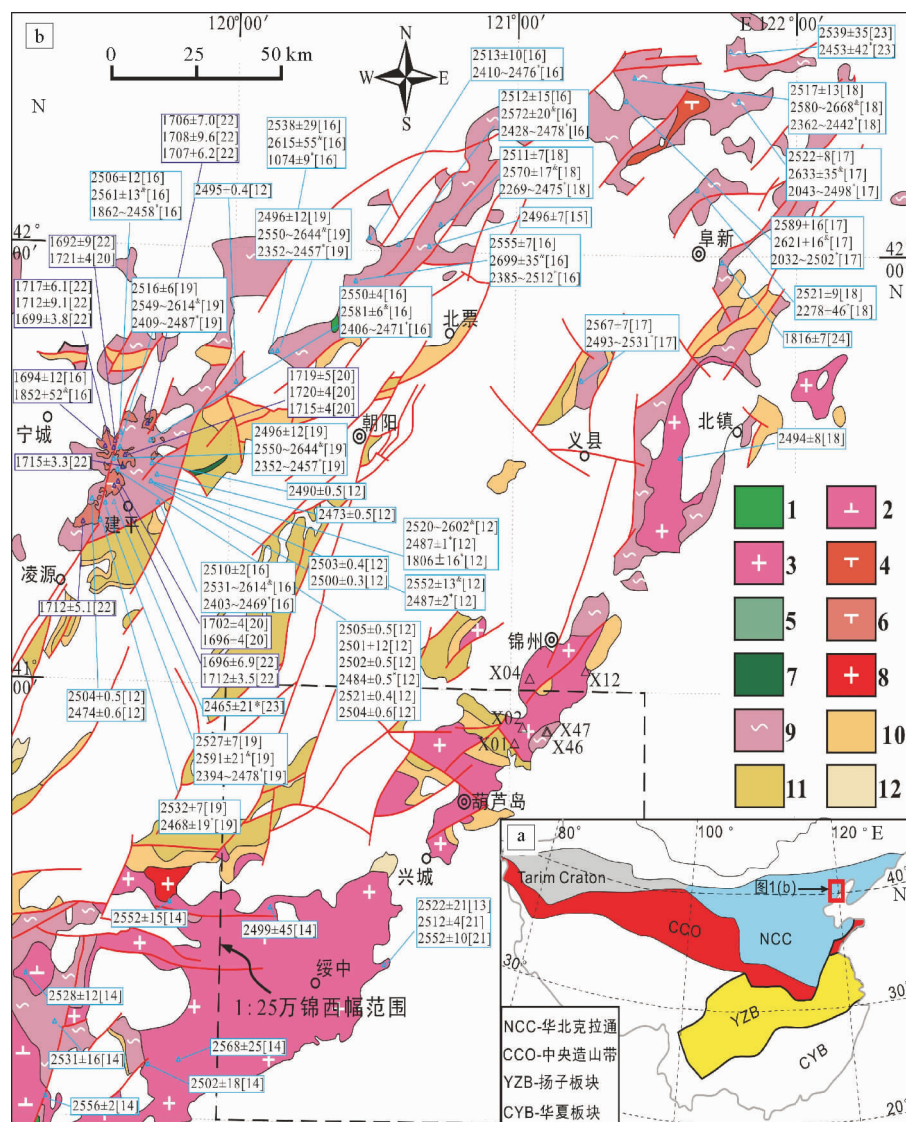
作者简介: 徐 扬(1985—), 男, 在读博士, 主要从事构造地质学方面的研究工作。E-mail: xuyang_0112@163.com

古元古代岩石组合特征,并对该区早前寒武纪构造演化等若干问题进行了初步讨论。

1 太古宙岩石组合

辽西地区的太古宙岩石组合包括变质表壳岩系和变质深成岩,前者通常被称之为建平群(或者

大庙岩组),后者的代表是绥中花岗岩。需要指出的是,建平杂岩是对建平县地区的早前寒武纪各个时代、不同岩性的岩石的统称,它们呈 NE—SW 向分布,主要由新太古代中酸性侵入岩组成,少量变质表壳岩(建平群)漂浮其中,且该杂岩体被年轻沉积盖层覆盖或被花岗岩侵入。



1 太古宙基性岩(角闪岩);2 新太古代正长岩;3 新太古代花岗岩;4 古元古代闪长岩;5 中元古代基性岩;6 中元古代闪长岩;7 新元古代基性岩;8 新元古代花岗岩;9 太古宙杂岩(原建平杂岩区,其原岩大部分为变质深成岩,少量为变质表壳岩);10 中元古代长城纪沉积岩;11 古—中元古代蓟县纪沉积岩;12 新元古代青白口纪沉积岩

注:图中标注了近年来的锆石 U-Pb 年龄,其数据来源见表 1。年龄数据中带有^{*}标识的是外来岩架锆石或者碎屑锆石所测得的年龄值;有*的为变质事件年龄;无任何标识的为岩浆锆石年龄。

图 1 辽西地区大地构造位置(a)及前寒武纪地质(b)(据文献[25]修改)

Fig. 1 The tectonic location of the NCC (a) and Precambrian regional geological map (b) of the Western Liaoning Province (modified from reference [25])

表 1 辽西地区太古宙—古元古代岩浆—变质事件的锆石 U-Pb 同位素年龄

Table 1 Summary of zircon ages for Neoproterozoic-Paleoproterozoic magmatites from the Western Liaoning Province

样品号	岩 性	原 岩	产 地	测年方法	年龄值/Ma	数据来源
				蒸发法	$24.88 \pm 0.7^{\text{‰}}$	文献[12]
Ji6	磁铁石英岩	BIF	建平安太沟村	SHRIMP	$2.520 \pm 11^{\text{‰}}$, $2.584 \pm 10^{\text{‰}}$, $2.602 \pm 27^{\text{‰}}$; $2.487 \pm 21^*$, $1.806 \pm 16^*$	文献[12]
Ji7	磁铁石英岩	BIF	建平安太沟	蒸发法 SHRIMP	$2.487 \pm 1.1^{\text{‰}}$ $2.552 \pm 13^{\text{‰}}$; $2.487 \pm 2^*$	文献[12]
Ji11	二辉斜长麻粒岩	安山岩或 英安质凝灰岩	建平烧锅杖子	蒸发法	2.505 ± 0.5	文献[12]
CY32-3	角闪斜长片麻岩	表壳岩	北票西官营子	LA-ICPMS	2.555 ± 7 ; $2.699 \pm 35^{\text{‰}}$; $2.512 \pm 12^*$, $2.449 \pm 12^*$, $2.385 \pm 12^*$	文献[16]
CY55-3	黑云斜长片麻岩	表壳岩	建平榆树林子	LA-ICPMS	2.550 ± 4 ; $2.581 \pm 6^{\text{‰}}$; $2.476 \pm 13^*$, $2.449 \pm 5^*$, $2.410 \pm 5^*$	文献[16]
YX11-2	角闪斜长片麻岩	表壳岩	义县大柳河沟	LA-ICPMS	2.567 ± 7 ; $2.531 \pm 5^*$, $2.493 \pm 7^*$	文献[17]
FX09-1	角闪斜长片麻岩	表壳岩	阜新务欢池	LA-ICPMS	2.522 ± 8 ; $2.633 \pm 35^{\text{‰}}$; $2.498 \pm 12^*$, $2.432 - 2043^*$	文献[17]
FX13-2	角闪斜长片麻岩	表壳岩	阜新福兴地	LA-ICPMS	2.589 ± 16 ; $2.621 \pm 16^{\text{‰}}$; $2.502 \pm 13^*$, $2.408 \pm 28^*$, $2.352 - 2032^*$	文献[17]
JP31-2	石榴辉石麻粒岩	基性火成岩	建平青峰山 田家杖子	LA-ICPMS	2.465 ± 21	文献[23]
JP50-1	斜长角闪岩	基性火成岩	阜新巴楼子	LA-ICPMS	2.539 ± 35 ; $2.453 \pm 42^*$	文献[23]
6-34-1	橄榄辉石岩	超基性侵入岩	建平柳树脖子	蒸发法	2.490 ± 0.5	文献[12]
CY26-1	闪长质片麻岩	闪长岩	北票娄家店	LA-ICPMS	2.512 ± 15 ; $2.572 \pm 20^{\text{‰}}$; $2.478 \pm 9^*$, $2.428 \pm 10^*$	文献[16]
Ji1	二辉斜长麻粒岩	英云闪长岩或 英安岩	建平安太沟	蒸发法	2.503 ± 0.4	文献[12]
Ji20	二辉斜长麻粒岩	英云闪长岩或 英安岩	建平烧锅杖子	蒸发法	2.521 ± 0.4	文献[12]
Ji38	二辉斜长麻粒岩	英安岩或 英云闪长岩	建平赵家店	蒸发法	2.504 ± 0.5	文献[12]
Ji9	英云闪长质片麻岩	英云闪长岩	建平小塔子沟	蒸发法	2.495 ± 0.4	文献[12]
Ji37	英云闪长质片麻岩	英云闪长岩	建平赵家店	蒸发法	2.474 ± 0.6	文献[12]
CY31-2	英云闪长质片麻岩	英云闪长岩	北票西官营子北	LA-ICPMS	2.513 ± 10 ; $2.487 \pm 9^*$, $2.465 - 2.409^*$	文献[16]
CY46-1	英云闪长质片麻岩	英云闪长岩	建平榆树林子西	LA-ICPMS	2.506 ± 12 ; $2.561 \pm 13^{\text{‰}}$; $2.458 \pm 12^*$, $2.396 \pm 30^*$, $1.862 \pm 30^*$	文献[16]
OCY10-1	英云闪长质片麻岩	英云闪长岩	北票娄家店	LA-ICPMS	2.511 ± 7 ; $2.570 \pm 17^{\text{‰}}$; $2.475 - 2.401^*$, $2.269 \pm 15^*$	文献[18]
OCY31-2	英云闪长质片麻岩	英云闪长岩	建平榆树林子南	LA-ICPMS	2.516 ± 6 ; $2.549 - 2.614^{\text{‰}}$; $2.409 - 2.487^*$	文献[19]
OCY33-1	英云闪长质片麻岩	英云闪长岩	建平榆树林子西南	LA-ICPMS	2.519 ± 11 ; $2.585 \pm 15^{\text{‰}}$; $2.497 - 2.423^*$, $2.396 - 2.224^*$	文献[19]

续表

样品号	岩 性	原 岩	产 地	测年方法	年龄值/Ma	数据来源
OCY46-1	英云闪长质麻粒岩	英云闪长岩	建平西	LA-ICPMS	$2\,532\pm 7; 2\,468\pm 19^*$	文献[19]
A007-1	黑云母二长花岗岩	二长花岗岩	绥中宽邦附近	LA-ICPMS	$2\,499\pm 45$	文献[14]
A023-1	黑云母二长花岗岩	二长花岗岩	建昌八家子西南	LA-ICPMS	$2\,552\pm 15$	文献[14]
A037-1	黑云母二长花岗岩	二长花岗岩	秦皇岛温泉岭	LA-ICPMS	$2\,556\pm 2$	文献[14]
CY36-1	二长片麻岩	二长花岗岩	北票大营子东南	LA-ICPMS	$2\,496\pm 12; 2\,644\sim 2\,550^{\&};$ $2\,457\sim 2\,352^*,$	文献[19]
Ji2	紫苏花岗岩	花岗闪长岩或 英云闪长岩	建平安太沟 采石场	蒸发法	$2\,500\pm 0.3$	文献[12]
Ji12	紫苏花岗岩	花岗闪长岩或 英云闪长岩	建平安台沟 采石场	SHRIMP 蒸发法	$2\,501\pm 12$ $2\,502\pm 0.5; 2\,484\pm 0.5^*$	文献[12]
OYX01-4	花岗闪长质片麻岩	花岗闪长岩	阜新旧庙以南	LA-ICPMS	$2\,521\pm 9; 2\,278\pm 46^*$	文献[18]
A033-2	花岗闪长岩	花岗闪长岩	青龙南	LA-ICPMS	$2\,491\pm 13$	文献[14]
A035-1	片麻状花岗 闪长岩	花岗闪长岩	秦皇岛安子岭	LA-ICPMS	$2\,528\pm 12$	文献[14]
A043-1	花岗闪长岩	花岗闪长岩	秦皇岛祖山西	LA-ICPMS	$2\,531\pm 16$	文献[14]
YX05-1	花岗闪长质 片麻岩	花岗闪长岩	义县瓦子峪南	LA-ICPMS	2494 ± 8	文献[18]
OCY37-1	花岗闪长质 片麻岩	花岗闪长岩	建平西北	LA-ICPMS	$2\,527\pm 7; 2\,591\pm 21^{\&};$ $2\,478\sim 2\,394^*$	文献[19]
Ji17	奥长花岗质 片麻岩	奥长花岗质岩	建平烧锅杖子	蒸发法	$2\,504\pm 0.6$	文献[12]
OFX11-2	奥长花岗质 片麻岩	奥长花岗岩	义县瓦子峪东北	LA-ICPMS	$2\,517\pm 13; 2\,668\sim 2\,630^{\&},$ $2\,580\pm 8^{\&}; 2\,442\sim 2\,362^*$	文献[18]
CY037-2	紫苏花岗闪长 质片麻岩	紫苏花岗闪长岩	北票大营子东南	LA-ICPMS	$2\,538\pm 29; 2\,615\pm 55^{\&}; 1\,074\pm 9^*$	文献[16]
CY054-1	紫苏花岗闪长 质片麻岩	紫苏花岗闪长岩	建平榆树林子南	LA-ICPMS	$2\,510\pm 2; 2\,614\pm 15^{\&}, 2\,531\pm 10^{\&};$ $2\,469\pm 6^*, 2403\pm 11$	文献[16]
6c-4	花岗岩	花岗岩	建平长皋	蒸发法	$2\,473\pm 0.5$	文献[12]
H4	花岗质片麻岩	花岗岩	建平云雾山	蒸发法	$2\,500\pm 0.7$	文献[12]
0518-1	黑云母花岗岩	花岗岩	绥中台子里	LA-ICPMS	$2\,522\pm 21$	文献[13]
A044-1	黑云母花岗岩	花岗岩	绥中李家堡	LA-ICPMS	$2\,502\pm 18$	文献[14]
A045-1	黑云母花岗岩	花岗岩	绥中李家堡	LA-ICPMS	$2\,568\pm 25$	文献[14]
A034-2	黑云母花岗岩	花岗岩	青龙南	LA-ICPMS	$2\,556\pm 38$	文献[14]
CY12-2	花岗质片麻岩	花岗岩	朝阳黑土城西 朱家店	LA-ICPMS	$2\,496\pm 7$	文献[15]
D014-1	黑云斜长片麻岩	花岗岩	绥中台子里	SIMS	$2\,512\pm 4$	文献[21]
D012-6	角闪斜长片麻岩	花岗岩	绥中台子里	SIMS	$2\,522\pm 10$	文献[21]
FX12-25	变辉长岩	辉长岩	阜新国华	SIMS	$1\,816\pm 7$	文献[24]
13JB10-1	黑云辉长岩	辉长岩	万寿山咀铁矿	LA-ICPMS	$1\,715\pm 3.3$	文献[22]

续表

样品号	岩 性	原 岩	产 地	测年方法	年龄值/Ma	数据来源
13JB05-1	变辉长岩	辉长岩	建平哈通沟	LA-ICPMS	1 712±9.1	文献[22]
13JB06-1	变辉长岩	辉长岩	建平哈通沟	LA-ICPMS	1 717±6.1	文献[22]
12JB03-1	角闪黑云母 闪长岩	闪长岩	建平深井铁矿	SHRIMP	1 706±7.0	文献[22]
13JB02-1	角闪黑云母 闪长岩	闪长岩	建平深井铁矿	LA-ICPMS	1 708±9.6	文献[22]
OCY44-1	含磁铁矿的 闪长岩	闪长岩	建平建昌沟	LA-ICPMS	1 721±4	文献[20]
12JB04-1	黑云二长岩	黑云二长岩	建平深井北	SHRIMP	1 692±9	文献[22]
13JB11-4	石英二长岩	石英二长岩	建平九座窑	LA-ICPMS	1 712±5.1	文献[22]
11JP12-1	辉石二长岩	辉石二长岩	建平小杖子	LA-ICPMS	1 719±5	文献[20]
11JP12-3	辉石二长岩	辉石二长岩	建平小杖子	LA-ICPMS	1 720±4	文献[20]
CY043-3	紫苏花岗岩	紫苏花岗岩	建平哈通沟西北	LA-ICPMS	1 694±12;1 852±52 ^{&}	文献[16]
11JP05-1	石英正长岩	石英正长岩	建平小杖子	LA-ICPMS	1 715±4	文献[20]
OCY37-2	石英正长岩	石英正长岩	建平石脑	LA-ICPMS	1 696±4	文献[20]
12JB08-4	石英正长岩	石英正长岩	建平青峰黄花山	SHRIMP	1 696±6.9	文献[22]
13JB07-1	石英正长岩	石英正长岩	建平青峰黄花山	LA-ICPMS	1 712±3.5	文献[22]
11JP15-1	正长岩	正长岩	建平石脑	LA-ICPMS	1 702±4	文献[20]
12JB07-1	正长花岗岩	正长花岗岩	建平哈通沟	SHRIMP	1 699±3.8	文献[22]
13JB02-2	正长花岗岩	正长花岗岩	建平深井东北	LA-ICPMS	1 707±6.2	文献[22]

注:本文只收录近年来高精度的锆石 U-Pb 年龄数据,其中:标记[&]的为外来岩浆锆石或碎屑锆石的年龄;标记有*的为变质事件年龄;无任何标记的为火成岩的原岩年龄

1.1 太古宙表壳岩

辽西太古宙表壳岩单元被称之为建平群,该套岩系出露面积最大、层序最典型的地区位于建平县附近,另外,在朝阳、北票北部、阜新等多处也有零星出露。这些变质表壳岩系通常以包体状、条带状或者构造残片形式分赋存于太古宙片麻状花岗岩中。各区之间地层在空间上并置,层序之间并不联系,通过传统地层对比建立完整层序十分困难。根据传统沉积地层工作方法,早期的区调工作将建平群自下而上划分为小塔子沟组、大营组和瓦子峪组^[25,26]。小塔子沟组原岩主要为一套拉斑玄武质的火山岩夹有火山碎屑岩和硅铁建造;大营子组主要为中酸性火山碎屑岩和陆源碎屑岩,夹有基性—中性—酸性火山岩和碳酸盐岩;瓦子峪组主要为细粒火山碎屑岩和白云质碳酸盐岩。建平群普遍遭受麻粒岩相变质作用和混合岩化作用的共同影响^[25,26]。

原始建平群地层被建立最主要依据是层状或似层状层理构造、以及条带状和细纹状韵律层理。但新的填图成果认为:一些“层状面理”为次生构造面理;细纹状或条带状构造不是沉积韵律层,而是经韧性剪切作用使原岩组分发生溶解—迁移—沉淀,组分重新组合定位而形成的。近年来,随着中大比例尺区调开展和同位素年代学数据的积累,建平群变质表壳岩被解体出大量新太古代变质深成岩^[13,14,27,28],例如,小塔子沟组和大营子组的主体为岩基状、岩株状和脉状变质侵入杂岩,应当被识别为新太古代的变质深成岩,仅有少量层状岩系属于变质表壳岩系^[13,14,27-30]。另一方面,基于化石和年代学证据,原始建平群中还识别出一些中元古代^[31]和显生宙岩石单元^[27,28,32]。最近,对锦州南部的太古宙杂岩的野外调查表明,该区变质表壳岩主要包括黑云斜长片麻岩(图 2a)、斜长角闪岩(图 2b)、长英质片麻岩(图 2c)、磁铁矿石岩和浅粒岩,其中:斜长角闪岩镜下可见半自

形板状的斜长石斑晶残留,反应了火山岩结构;石英岩的以层状或似层状产出,具有显著的沉积层理特征;花岗质变质深成岩(图 2a、b)和变辉绿岩脉(图 2c)切割和贯入变质表壳岩,变质表壳和变质深成岩的面理产状不一致,变质变形程度上前者明显强于后者(图 2a—c),这些特征表明变质表壳岩的形成时间早于变质深成岩。

锆石 U-Pb 年代学数据(表 1、图 1)表明:①建平群表壳岩系主要形成于约 2 555~2 522 Ma 之间,而该区 TTG 和部分花岗质侵入体形成于约 2 532~2 496 Ma 之间,表壳岩和深成岩的形成时间虽有重叠,但总体而言前者略早于后者。野外接触关系显示,该区建平群以包体形式漂浮于太古宙深成岩中,或者表壳岩系被深成岩侵入,这与测年结果一致。②建平群存在 >2.60 Ga 的残余或捕获锆石,表明该区有更古老陆壳物质的存在。③经历新太古代晚期到古元古代晚期的多期变质作用,这与该区麻粒岩、紫苏花岗岩等变质岩的成因有关。

对该区 3 件变表壳岩的锆石 U-Pb-Hf 分析和岩石地化分析结果^[17]显示:①表壳岩中的岩浆成因锆石源于约 2 589~2 534 Ma 的岩浆事件,它们具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(2.7~6.7, 2.7~7.2 和 3.3~8.30),其最小 T_{DM} 年龄接近锆石结晶年龄,这些锆石源于亏损地幔,代表了约 2 589~2 534 Ma 期间辽西发生的地壳生长事件。②岩相学和岩石地化特征显示,这些表壳岩系为一套 NMORB+玻安岩+埃达克岩+HMA 的岩石组合,其大地构造环境与现代安第斯型主动大陆边缘相似^[17]。类似地,蔡春红等^[23]对建平群变质基性火山岩的研究表明,新太古代末的岩浆作用形成于活动大陆边缘弧的环境下,并在稍晚的碰撞过程中发生变质作用(约 2 453 Ma)。因此,新太古代末辽西地区可能存在与现代板块类似的构造体制。

1.2 辽西太古宙深成岩

在辽西前寒武纪岩石组合中,中酸性深成岩几乎占前寒武纪基底的 80% 以上,其中绝大部分为新太古代 TTG 岩和花岗岩(图 1)。这些新太古代深成岩大部分发生强烈的变质变形,其原岩结构构造发生改变,发育由强到弱的区域片麻理,少量变形程度较弱,表现为块状构造;同时,花岗

变晶、交代结构,半自形粒状结构发育,残留了岩浆岩的结构。新太古代岩浆岩单元划分多样,填图工作中通常将新太古代变质深成岩划分为叶柏寿片麻杂岩、小牵马岭片麻杂岩、白厂门片麻岩和绥中片麻杂岩等 4 个单位^[26],常见的原岩组合包括:石英闪长岩—英云闪长岩—奥长花岗岩、紫苏花岗岩、花岗闪长岩—二长花岗岩、二长花岗质—钾长花岗岩和淡色块状花岗岩^[13,14,26]。

对锦州南部的新太古代变质深成岩的野外调查发现,其片麻理发育,岩石类型主要包括英云闪长质片麻岩(图 2a)、花岗质片麻岩(图 2b)、TTG 质片麻岩(图 2d—e)和片麻状二长花岗岩(图 2f),且有脉状的花岗质伟晶岩、细晶岩以及辉绿岩侵入其中(图 2e—f)。变质深成岩中大量发育大小不一、形态各异的暗色基性岩包体,它们通常与寄主岩的变形程度和面理方向不一致(图 2a、b、d),其性质是寄主岩的同生包体、还是岩浆运移中的捕虏体、亦或是混合岩化的残留体,仍需要进一步甄别。另一方面,新太古代深成岩具有显著的混合岩化特征,最为常见的是条带状构造,表现为浅色体呈条带状、肠状与基体互层。基体和浅色体的相对含量变化较大,大部分浅色体较宽(>2~3 cm),浅色体平直、延伸较远(图 2a、b、e);也有少部分条带状混合岩中基体含量较高(~55%),其浅色体较窄,分布密集且延伸不远,常常分叉合并(图 2d)。另外,新太古代变质深成岩还发现角砾状混合岩、眼球状混合岩和网状混合岩等。通常认为太古宙花岗质岩石与混合岩化作用密切相关,但针对辽西混合花岗岩研究相对薄弱^[21],它们遭受的变质改造和深熔作用过程仍不完全清楚。

1.2.1 绥中地区新太古代末侵入岩

绥中地区(也包括其邻近的冀东的青龙、秦皇岛的部分地区)大面积出露了太古宙花岗质杂岩,其主体为变质深成岩,大部分岩石片麻理发育,局部表现为混合岩化;少数片麻理较弱、或者片麻理不发育(表现为弱变形的块状构造),这些花岗质岩石通常被识别为闪长岩、TTG 岩、花岗岩和富钾花岗岩等多种原岩类型。

郑培玺等的研究^[13,14,21,33]表明,该区主要发育 3 套代表性的新太古代末花岗质岩浆岩组合。①英云闪长岩—花岗闪长岩,以钾长石含量较少、



(a-b) 太古宙变质表壳被太古宙变质深成岩侵入;(c) 太古宙变质表壳岩被辉绿岩脉侵入;(d) 条带状黑云斜长角闪质片麻岩及其基性岩包体;(e) 花岗闪长质片麻岩及其花岗伟晶岩脉;(f) 黑云二长质片麻岩及其辉绿岩脉、花岗细晶岩。露头位置在图 1(b)中标出

图 2 辽西锦州市南部松山—杏山一带新太古代变质岩野外照片(露头位置见图 1)

Fig. 2 Field occurrence photos of Neoproterozoic complex rock from the Western Liaoning Province, Eastern China (the outcrops as fig. 1 showed)

角闪石较多为主要特征,其地化组成与太古宙典型 TTG 相似,具有 LREE 相对 HREE 富集的稀土元素配分模式,同时富集 LILE、亏损 HFSE,是石榴子石作为残留相时基性地壳物质部分熔融的产物。岩体中常见大量基性岩包体,其地化组成与围岩相似,可能指示源区的物质组成。锆石 U-Pb-Hf 分析显示,岩浆结晶的时限为约 2 491~2 531 Ma(图 1、表 1),大部分岩浆锆石具正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,部分样品测得与当时亏损地幔接近的正高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(7.1~8.9),少量样品测得负值的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(最小为-4.8),表明英云闪长岩—花岗闪长岩类的岩浆主要源于新生地壳物质,同时有地幔物质和太古宙古老地壳物质的加入^[14]。②黑云母二长花岗岩—二长花岗岩,其石英和碱性长石含量相对较多,角闪石含量相对减少,其钾长石粒度较大,局部见有较大的钾长石斑晶,矿物受蚀变影响较弱。黑云母二长花岗岩具有与英云闪长岩—

花岗闪长岩相似的地化特征,表明它们可能源于相似的源区和熔融条件。该套侵入岩的锆石 U-Pb 年龄为约 2 499~2 556 Ma(图 1 和表 1),对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值主要为负值, T_{DM2} 主要集中在 2.7~2.9 Ga,是太古宙古老地壳物质部分熔融的产物^[14]。③黑云母花岗岩主要为一套富钾的花岗岩(绥中花岗岩以此岩性为主),一般呈肉红色—灰白色,中粗粒结构,块状或弱片麻状构造,局部暗色矿物增多,并且片麻状构造由弱变强。矿物组成以钾长石占绝对优势,基本不含角闪石。黑云母花岗岩地化成分与太古宙富钾花岗岩相似,可能为低压条件下硅铝质地壳熔融的产物。锆石 U-Pb-Hf 分析显示,黑云母花岗岩形成于约 2 502~2 568 Ma(图 1、表 1),大部分锆石具有低负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,其最低值可达-15($T_{\text{DM2}} = 3.7$ Ga),表明黑云母花岗岩主要源于太古宙早期的古老的地壳物质,少量的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值集中在-0.3~0 之

间,代表源于约 2.9~3.1 Ga 的古老地壳的部分熔融^[14]。

1.2.2 建平地区新太古代末侵入岩

根据系统的岩相学、年代学和地球化学数据^[16,18,19],Wang 等^[19]将建平地区的太古宙中酸性侵入岩划分为 2 期:①早期(约 2 527~2 532 Ma)中酸性侵入岩片麻理发育,其石英含量一般<20%,具有低硅的特征,岩石组合为闪长岩—英云闪长岩—花岗闪长岩;②晚期(约 2 506~2 519 Ma)中酸性侵入岩也发育片麻理构造,但其石英含量相对较高(一般>20%),具有高硅的特征,岩石组合包括英云闪长岩—花岗闪长岩—二长花岗岩。在该区,弱变形的二长花岗岩(约 2 496 Ma)同时侵入到早期和晚期侵入岩;依此为标志,建平地区强烈的新太古代岩浆活动结束,此后遭受约 2 485 Ma 的麻粒岩相区域变质作用、约 2 401~2 450 Ma 退变质作用和约 1 862~2 396 Ma 多期构造热事件的影响^[19]。

成因上:①早期(约 2 527~2 532 Ma)侵入岩具正的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(1.2~7.6),显示幔源或年轻地壳来源物质的贡献较大,其中闪长岩与赞岐岩(Sanukitoids)地化特征相似,可能是被俯冲流体交代的二辉橄榄岩的部分熔融的产物;英云闪长岩—花岗闪长岩的地化特征类似于现代埃达克岩,被解释为俯冲板片熔融形成的熔体与地幔楔反应的产物;具有类似于赞岐岩和埃达克岩的地化特征表明,早期(约 2 527~2 532 Ma)侵入岩其形成与现代洋壳俯冲有关的环境相似^[16,18,19]。②晚期侵入岩的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(2.3~7.6)与早期侵入岩一致,英云闪长岩—花岗闪长岩地化特征显示其源于石榴角闪岩类的部分熔融,二长花岗岩是由变沉积岩部分熔融形成的,二者被解释为岛弧环境下的加厚地壳的熔融。综合起来看,建平地区表壳岩(约 2 522~2 555 Ma)和 2 期中酸性侵入岩(约 2 506~2 532 Ma)共同记录了新太古代—古元古代早期辽西地区大地构造环境演变过程:大洋中脊→洋内岛弧→安第斯型主动大陆边缘→弧后盆地^[16-19]。

2 古元古代岩石组合

目前,辽西地区几乎没有被证实的 2.50~

1.85 Ga 岩石单元的报道(图 1、表 1)。约 1.85 Ga 之后华北克拉通北部开始裂解,才发育了燕辽裂陷槽内的长城系、蓟县系和青白口系沉积,在此阶段,辽西地区发育了古元古代末的(1.6~1.8 Ga)长城系沉积事件和岩浆侵入事件。辽西地区的长城系沉积岩系自下而上可以划分为常州沟组、串岭沟组、团子山组和大红峪组。其中:常州沟早期为滨海沙滩相沉积,常州沟晚期转入滨浅海相砂岩沉积;串岭沟期相对海平面上升形成黑色砂泥质岩;团子山期地壳相对抬升,海平面相对下降沉积了台缘斜坡—滨岸潮坪相藻礁碳酸盐岩组合;大红峪期又一次大规模海侵,在锦州一带超覆于晚太古代绥中片麻杂岩之上,属于有大量陆源碎屑注入的无障壁海岸环境沉积。目前,在辽西地区尚没有长城系锆石年代学数据的报道;但区域上,蓟县剖面的年龄数据将长城系形成的时间置于 1.6~1.8 Ga 之间^[34,35]。

另一方面,辽西地区还发育古元古代末的基性—中性—酸性侵入岩系列,它们主要出露于建平县以北簸箕山、黄花山以及建平西侧的万元店镇两间房、北台子、马杖子村一带,呈岩株状近 NE 向断续展布,其长轴平行于区域构造线方向(图 1)。古元古代末岩浆岩具有一定的分异现象,岩石组合复杂多样。其中,簸箕山地区主要出露含矿辉石岩、辉长岩、辉长苏长岩、辉长闪长岩、闪长岩,局部可能还保存一些超基性岩石团块,岩石蚀变强烈;黄花山以及建平西两间房、北台子、马杖子村一带主要以二长花岗岩、石英正长岩、正长花岗岩、紫苏花岗岩为主^[16,22,24]。

相群^[22]对建平地区的古元古代末杂岩的研究表明,辉长岩—闪长岩—黑云母二长岩—石英正长岩—石英二长岩—正长花岗岩均为碱性系列,具有相对富集 LREE、亏损 HREE 的稀土元素配分模式。在地幔标准化后的蛛网图上,辉长岩—闪长岩—黑云母二长岩的微量元素特征较为一致,以 Th、U、Nb、Ta、Zr、Hf 的负异常为主要特征;另一组为石英正长岩—石英二长岩—正长花岗岩,其特征是富集 K、Rb、Ba、Pb 等大离子亲石元素、亏损 Nb、Ta 等高场强元素,且具有典型 A 型花岗岩特征,代表了大陆上部地壳在拉张低压背景下部分熔融。锆石 U-Pb-Hf 分析结果(图 1、表 1)显示,辉长岩—闪长岩—黑云母二长

岩主要形成于约 1 692~1 717 Ma,其锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 = -3.1~-9.7, $T_{\text{DM2}}=2.7\sim3.0$ Ga;石英正长岩—石英二长岩—正长花岗岩主要形成于约 1 696~1 712 Ma,其锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 = -6.3~-10.1, $T_{\text{DM2}}=2.7\sim3.0$ Ga,表明 2 组古元古代末岩浆岩均源自太古宙物质的再造。

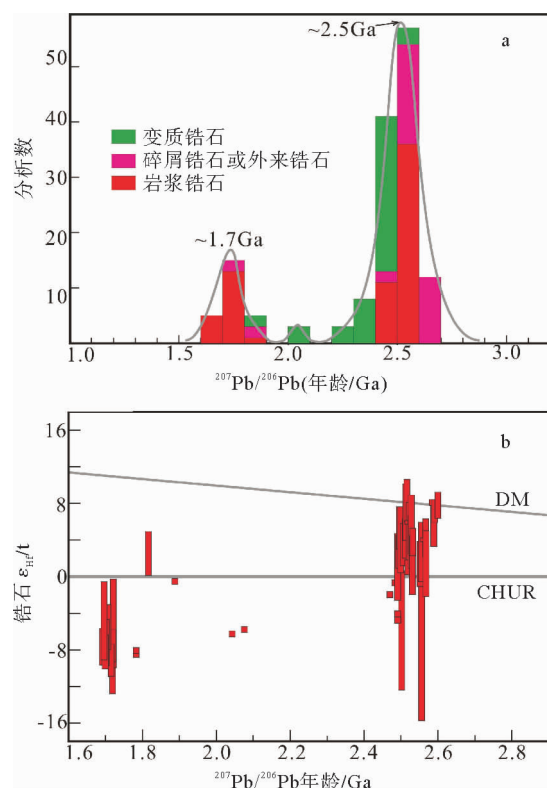
另一方面, Wang et al^[20] 的研究也识别出了类似碱性岩浆活动,其岩石组合为闪长岩—二长岩—正长岩(约 1 696~1 721 Ma)(图 1、表 1)。该期岩浆岩具有以下显著特征:①显示连续的地化组成,尚未发现同时期与裂谷环境有关的火山—沉积岩,与裂谷岩浆活动不一致;②与洋壳俯冲作用有关的地化特征(显著亏损 Nb、Ta 和 Ti)和低负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-0.3~-12.6)表明该期岩浆源于富集的俯冲岩石圈地幔的部分熔融以及地壳物质的混染,尚未发现同期的大陆溢流玄武岩、基性岩墙群等地幔柱构造有关岩石组合。因此,建平古元古代末的碱性岩浆活动是源于角闪石作为残留相时的俯冲岩石圈地幔的熔融,其形成于后碰撞有关的伸展环境。

3 讨论

3.1 辽西新太古代末(约 2.53~2.50Ga)岩浆事件

对近年来高精度锆石 U-Pb-Hf 分析结果的统计(图 3)表明,辽西地区存在 >2.60 Ga 的残余或捕获锆石,虽然未识别出中太古代或者更老的岩石单元,但锆石 Hf 模式年龄揭示该区存在古—中太古代的地壳信息。

辽西前寒武纪最显著的岩浆—变质事件发生在约 2.55~2.50 Ga,这与华北克拉通以及全球其它古老克拉通锆石 U-Pb 年峰值区间一致^[36]。约 2.55~2.50 Ga 岩浆事件是辽西地区地壳形成的关键时期,锆石 Lu-Hf 同位素数据揭示当时既发生了地壳的生长,也发生了对新生和古老地壳的再造(图 3b)。如前所述,辽西地区约 2.55~2.50 Ga 岩浆活动与汇聚边缘岛弧岩浆活动有关,这与新太古代末华北内不同微板块之间的拼贴过程对应。通常认为,华北约 2.5 Ga 地质事件明显强于全球范围内的许多克拉通,广泛的构



注:(a)中年龄数据来源见表 1;

(b)中锆石 Lu-Hf 同位素数据源自文献[13,17-22,22,24]

图 3 辽西地区太古宙—古元古代锆石 U-Pb 年龄直方图(a)及锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 对 U-Pb 年龄图(b)

Fig. 3 Histogram of zircon U-Pb ages (a) and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. U-Pb ages of zircon (b) from Archean-Paleoproterozoic rocks in the Western Liaoning Province

造—变质—变形—岩浆活动表明陆壳曾经发生了活化与增生^[6];变质变形的超镁铁质—碱性岩墙(约 2.504~2.501 Ga)侵入^[37]和浅变质的裂谷型盖层发育(约 2.504~2.510 Ga)^[38]意味着华北克拉通化的完成。在全球范围内,新太古代末的广泛发育不整合运动(如加拿大 Kenoran 运动、波罗的 Lopian 运动、乌克兰 Karelian 运动、西伯利亚 Adanian 运动、苏格兰 Badcalian 运动、格陵兰 Preketilidia 运动和我国五台运动等^[39]),同时有大面积的基性岩墙群的侵入(如加拿大 Watache-wan 岩墙群(约 2.50~2.45 Ga)、苏格兰 Scourie 岩墙群(约 2.42 Ga)和西伯利亚 Aldan 岩墙群(约 2.50~2.44 Ga)^[40]),这些现象标志着约 2.5 Ga 时全球大多数古陆的已克拉通化已经完成,甚至曾经形成一个新太古代末的超级克拉通^[41,42]。

因此,辽西新太古代末岩浆—变质事件与华北克拉通、以及全球古老克拉通的新太古代末的演化过程密切相关。

华北东部陆块新太古代末岩浆活动的成因学机制、构造环境仍存在较大争议^[9,16-19,38,43,44]。一些学者认为当时属于前板块机制控制之下,适用地幔柱模型来解释新太古代岩石的成因^[9,43,44],其主要证据是:①大面积的 TTG 质正片麻岩在形成时间上几乎一致(约 2 540~2 490 Ma,集中在 50 Ma 以内),岩浆—变质事件几乎同时发生,不同成分的正片麻岩不具分带性,且 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 多为正值;②与显生宙弧岩浆活动不同,东部陆块的新太古代末火成岩组合包括双峰式火山以及科马提岩;③发育与底辟作用有关的隆起。然而,辽西建平地区新太古代末岩浆岩组合与典型地幔柱岩浆活动不符,表现为岩浆岩组合为基性—中性—酸性的连续变化,属于钙碱性岩浆系列,尚未发现科马提岩^[19]。因此,基于弧有关的岩石组合及其地化演化特征,Wang 等^[16-19]主张建平地区新太古代末的岩浆岩是洋壳俯冲有关的岩浆活动的产物,即当时已具有类似于现代的板块机制,该机制控制了华北东部陆块新太古代末的构造演化过程。

3.2 辽西古元古代末(约 1.72~1.70 Ga)岩浆事件

进入古元古代,辽西地区缺乏约 2.50~1.85 Ga 构造—热事件记录,而记录了强烈的约 1.72~1.70 Ga 的岩浆事件(图 3a)。锆石 Lu-Hf 显示(图 3b),约 1.7 Ga 的岩浆岩具有低负锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,代表了其岩浆物质源于古老地壳的部分熔融。通常认为,东部陆块带经历了古元古代(约 2.2~1.9 Ga)的拉伸裂解,至约 1.9 Ga 沿着胶辽造山带俯冲—碰撞形成统一的东部陆块,然后在约 1.85 Ga 沿着中央带与西部陆块发生拼贴最终形成统一的华北克拉通,该过程可能与 Columbia 超大陆的形成有关^[2-6,9,10]。建平古元古代末的碱性岩浆活动(约 1 696~1 721 Ma)晚于华北最后一期的碰撞(约 1.85 Ga),后碰撞阶段俯冲板片的熔融为建平古元古代末的岩浆提供了主要的物质来源^[20]。这种后碰撞环境的岩浆活动(约 1.68~1.78 Ga)在华北南缘和中央带均有发现^[45,46],这与当时华北古陆位于 Columbia 超大陆内部的构

造位置有关。1.8 Ga 至新元古代,华北经历了多期裂谷事件,位于燕辽裂陷槽的辽西地区沉积了长城系、蓟县系和青白口系地层,这些裂解事件可能与 Columbia 超大陆裂解有关^[34,45,47]。

4 结论

(1)辽西地区新太古代岩石组合以 TTG 质和花岗质变质深成岩为主,少量变质表壳岩以包体或构造残片赋存其中。锆石 U-Pb-Hf 同位素数据显示,表壳岩系主要形成于约 2.55~2.52 Ma 之间,而 TTG 岩和花岗质侵入体的形成于约 2.53~2.50 Ga 之间。约 2.55~2.50 Ga 是辽西地区地壳形成与演化的最重要阶段,该期岩浆事件与洋壳俯冲有关的岩浆活动有关。

(2)辽西地区古元古代岩石组合以长城系裂谷沉积岩和侵入杂岩为主。侵入杂岩的形成时间集中在约 1.72~1.70 Ga 之间,低负的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值指示其岩浆源区为古老地壳物质,A 型花岗岩为代表的碱性岩浆岩系列被认为是后碰撞阶段俯冲板片熔融的产物;在华北克拉通最终拼贴(约 1.85 Ga)之后,辽西地区进入元古宙持续的裂解阶段。

参考文献:

- [1] Kuskey T M, Windley B F, Zhai M G. Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogeny [C]// Zhai M G, Windley B F, Kuskey T M et al. Mesozoic Sub-Continental Lithospheric Thinning Under Eastern Asia. Geological Society, London: Special Publications, 2007, 280: 1-34.
- [2] Zhai M G, Santosh M. The Early Precambrian odyssey of the North China Craton: A synoptic overview [J]. Gondwana Research, 2011, 20(1): 6-25.
- [3] Zhao G C, Cawood P A. Precambrian geology of China [J]. Precambrian Research, 2012, 222-223: 13-54.
- [4] Zhao G C, Zhai M G. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications [J]. Gondwana Research, 2013, 23: 1207-1240.
- [5] 翟明国. 华北前寒武纪成矿系统与重大地质事件的联系 [J]. 岩石学报, 2013, 29(5): 1759-1773.
- [6] 翟明国. 中国主要古陆与联合大陆的形成——综述与展望 [J]. 中国科学: 地球科学, 2013, 43(10): 1583-1606.
- [7] 刘敦一, 万渝生, 伍家善, 等. 华北克拉通太古宙地壳演化和最古老的岩石 [J]. 地质通报, 2007, 26(9): 1131-1138.

- [8] 翟明国. 克拉通化与华北陆块的形成[J]. 中国科学:地球科学, 2011, 41(8): 1037-1046.
- [9] Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constrains and tectonic evolution[J]. *Precambrian Research*, 2001, 107: 45-73.
- [10] Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited[J]. *Precambrian Research*, 2005, 136: 177-202.
- [11] 钱祥麟, 李江海, 程素华, 等. 前寒武纪大陆地壳地质构造演化研究进展与问题[J]. 高校地质学报, 2005, 11(2): 145-153.
- [12] Kröner A, Cui W Y, Wang S Q, et al. Single zircon ages from high-grade rocks of the Jianping Complex, Liaoning Province, NE China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 1998, 16(5-6): 519-532.
- [13] 郑培玺, 金巍, 周燕, 等. 辽西地区台子花岗岩质片麻岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 林大学学报(地球科学版), 2009, 39(3): 455-460.
- [14] 郑培玺, 冀东—辽西地区太古代花岗岩质岩石成因与地壳演化[D]. 长春: 吉林大学, 2009: 1-123.
- [15] 刘树文, 王伟, 白翔, 等. 朝阳北部早前寒武纪变质杂岩地质事件序列[J]. 岩石学报, 2010, 26(7): 1993-2004.
- [16] Liu S W, Santosh M, Wang W, et al. Zircon U-Pb chronology of the Jianping Complex: Implications for the Precambrian crustal evolution history of the northern margin of North China Craton[J]. *Gondwana Research*, 2011, 20: 8-63.
- [17] Wang W, Liu S W, Bai X, et al. Geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopic systematics of the Neoarchean Yixian-Fuxin greenstone belt, northern margin of the North China Craton: implications for petrogenesis and tectonic setting[J]. *Gondwana Research*, 2011, 20: 64-81.
- [18] Wang W, Liu S W, Wilde S A, et al. Petrogenesis and geochronology of Precambrian granitoid gneisses in Western Liaoning Province: Constraints on Neoarchean to early Paleoproterozoic crustal evolution of the North China Craton[J]. *Precambrian Research*, 2012, <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2011.10.023>.
- [19] Wang W, Liu S W, Santosh M, et al. Zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of granitoid gneisses in the Jianping gneissic terrane, Western Liaoning Province: Constraints on the Neoarchean crustal evolution of the North China Craton[J]. *Precambrian Research*, 2013, 224: 184-221.
- [20] Wang W, Liu S W, Bai X, et al. Geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite-monzonite-syenite suite of the North China Craton: Implications for petrogenesis and geodynamic setting[J]. *Lithos*, 2013, 162-163: 175-194.
- [21] 蔡丽斌, 金巍, 郑培玺, 等. 辽西台里地区新太古代片麻岩杂岩的形成时代、岩石成因和地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2014, 33(2): 226-242.
- [22] 相振群. 华北克拉通中元古代岩浆事件群与成矿成矿作用[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2014: 1-239.
- [23] 蔡春红, 赵国春, 任留东, 等. 辽西建平杂岩中新太古代变质基性岩的地球化学"年代学及其地质意义[J]. 现代地质, 2015, 29(4): 844-854.
- [24] Yuan L L, Zhang X H, Xue F H, et al. Two episodes of Paleoproterozoic mafic intrusions from Liaoning province, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Precambrian Research*, 2015, 264: 119-139.
- [25] 辽宁省地质矿产调查院. 中华人民共和国区域地质调查报告锦州市幅(1:25万)[M]. 沈阳: 辽宁省地质矿产调查院, 2003: 1-421.
- [26] 辽宁省地质局. 中华人民共和国区域地质调查报告锦西幅、兴城幅(1:20万)[M]. 沈阳: 辽宁地质局, 1983: 1-912.
- [27] 李健, 张霞, 金巍, 等. 辽西台里地区斑状花岗质片麻岩特征及其地质意义[J]. 高校地质学报, 2013, 19(2): 259-273.
- [28] 李健, 金巍, 郑培玺, 等. 辽西台里黑云母二长花岗岩地球化学特征及锆石 U-Pb 年代学[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2014, 44(4): 1219-1230.
- [29] 陈树良, 何振清. 论建平群大营子组解体[J]. 辽宁地质, 1997, 2: 116-124.
- [30] 张立东, 郭胜哲, 鲍庆忠, 等. 辽西叶柏寿隆起区早前寒武纪地质[J]. 中国区域地质, 1999, 18(2): 199-200.
- [31] 刘正宏, 程立人, 徐仲元, 等. 辽西阜新北部原建平群大理岩系中微古植物化石的发现及其意义[J]. 世界地质, 1999, 8(2): 30-35.
- [32] 谭励可, 于明旭. 内蒙古赤峰红花沟原太古宇中的微体化石及其意义探讨[J]. 地质论评, 1997, 43(1): 33-44.
- [33] 王庆龙, 金巍, 蔡丽斌, 等. 辽西兴城地区新太古代花岗岩质杂岩特征与成因[J]. 世界地质, 2012, 31(3): 479-492.
- [34] 高林志, 张传恒, 尹崇玉, 等. 华北古陆中、新元古代年代地层框架: SHRIMP 锆石年龄新依据[J]. 地球学报, 2008, 29(3): 366-376.
- [35] 李怀坤, 朱士兴, 相振群, 等. 北京延庆高于庄组凝灰岩的锆石 U-Pb 定年研究及其对华北北部中元古界划分新方案的进一步约束[J]. 岩石学报, 2010, 26: 2131-2140.
- [36] Condie K C, Belousova E, Griffin W L, et al. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra[J]. *Gondwana Research*, 2009, 15: 228-242.
- [37] Li T S, Zhai M G, Peng P, et al. Ca. 2.5 billion year old coeval ultramafic-mafic and syenitic dykes in eastern Hebei: Implications for cratonization of the North China Craton[J]. *Precambrian Research*, 2010, 180(3-4): 143-155.
- [38] Lv B, Zhai M G, Li T S, et al. Zircon U-Pb ages and geo-

- chemistry of the Qinglong volcano-sedimentary rock series in eastern Hebei; Implication for ~ 2500 Ma intra-continental rifting in the North China Craton [J]. *Precambrian Research*, 2012, 208-211: 145-160.
- [39] 李江海, 钱祥麟, 侯贵廷, 等. “吕梁运动”新认识[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2000, 25(1): 15-20.
- [40] 翟明国. 华北克拉通的形成演化与成矿作用[J]. *矿床地质*, 2010, 29(1): 24-36.
- [41] Rogers J J W, Santosh M. Supercontinents in Earth history[J]. *Gondwana Research*, 2003, 6(3): 357-368.
- [42] Rogers J J W, Santosh M. Continents and supercontinents [M]. USA, Oxford University Press, 2004: 1-289.
- [43] 耿元生, 沈其韩, 任留东. 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[J]. *岩石学报*, 2010, 26(7): 1945-1966.
- [44] Wu M L, Zhao G C, Sun M, et al. Petrology and P-T path of the Yishui mafic granulites: implications for tectonothermal evolution of the Western Shandong Complex in the Eastern Block of the North China Craton [J]. *Precambrian Research*, 2012, 222-223: 312-324.
- [45] Peng P, Zhai M G, Ernst R E, et al. A 1.78 Ga large igneous province in the North China craton: the Xiong'er Volcanic Province and the North China dyke swarm [J]. *Lithos*, 2008, 101: 260-280.
- [46] Wang X L, Jiang S Y, Dai B Z. Melting of enriched Archean subcontinental lithospheric mantle: evidence from the ca. 1760 Ma volcanic rocks of the Xiong'er Group, southern margin of the North China Craton [J]. *Precambrian Research*, 2010, 182: 204-216.
- [47] 翟明国, 胡波, 彭澎, 等. 华北中—新元古代的岩浆作用与多期裂谷事件[J]. *地学前缘*, 2014, 21(1): 100-119.

MAIN PROGRESS IN THE STUDY OF ARCHEAN-PALEOPROTEROZOIC ROCK ASSEMBLAGES OF THE WESTERN LIAONING PROVINCE

XU Yang^{1,2,3}, MENG Xiangjun², ZHANG Huan³, LI Rihui², HOU Fanghui²

(1 Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao 266071, China;

2 Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China;

3 Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China)

Abstract: The Western Liaoning Province (WLP), one of the major Archean-Paleoproterozoic terranes in China, is located at the northeastern margin of the Eastern Block of the North China Craton (NCC). The region is composed dominantly of early Precambrian ancient rocks as one of the important terranes for studying the Neoarchean-Paleoproterozoic evolution of the NCC. The Archean rock assemblages include a large number of plutonic TTG gneisses and granitoid gneisses and a small amount of supracrustal rocks and the supracrustal rocks are frequently preserved as enclaves or tectonic blocks within the plutonic gneisses. The Paleoproterozoic (2.5-1.6 Ga) rocks belong to two major lithological units, namely the rift-related supracrustal rocks of the Changcheng Group and the alkaline plutonic complex. Geochemical and zircon U-Pb-Hf isotope data reveals the Neoarchean-Paleoproterozoic geologic succession of the WLP, and the major Archean magmatic and metamorphic event at ~ 2.55 - 2.50 Ga was recorded, which resulted from a subduction-related environment. The zircon U-Pb ages between ~ 2.50 - 1.85 Ga were absent, but a late magmatic episode at ~ 1.72 - 1.70 Ga was recorded in the WLP. The geochemical features of these ~ 1.72 - 1.70 Ga magmatic rocks suggest that they are probably emplaced within a post-collisional setting that postdated the final amalgamation of the NCC.

Key words: Neoarchean rock assemblages; Paleoproterozoic rock assemblages; Zircon U-Pb-Hf isotope; the Western Liaoning Province