

·基础地质·

# 吉林中部漂河川镁铁—超镁铁质杂岩带的特征： 对华北东北缘构造带性质和演化的约束

颜颀强<sup>1</sup>, 张福勤<sup>1</sup>, 苗来成<sup>1</sup>, 李铁胜<sup>1</sup>, 刘敦一<sup>2</sup>

XIE Hang-qiang<sup>1</sup>, ZHANG Fu-qin<sup>1</sup>, MIAO Lai-cheng<sup>1</sup>, LI Tie-sheng<sup>1</sup>, LIU Dun-yi<sup>2</sup>

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

2. 北京离子探针中心, 北京 100037

1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*

2. *Beijing SHRIMP Center, Beijing 100037, China*

**摘要:**漂河川镍矿的辉长岩锆石SHRIMP U-Pb定年给出了222 Ma±8 Ma的年龄,表明其形成于晚三叠世。研究结果表明,该岩体不属于蛇绿岩的成员,而是热侵位的镁铁—超镁铁质岩,侵位时代在区域性的变质变形事件之前。结合地球化学资料、相邻地区的大地构造相及热年代学的研究结果,认为区域上的造山作用主幕很可能发生在中生代,而不是原来认为的二叠纪末。漂河川和相关地区的镁铁—超镁铁质岩应该形成于碰撞造山之前,很可能属于大陆边缘裂谷性质。

**关键词:**镁铁—超镁铁质岩;锆石SHRIMP U-Pb定年;造山作用;大陆边缘裂谷;吉林中部

中图分类号:P588.12<sup>4</sup>;P588.12<sup>5</sup> 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2007)07-0810-13

Xie H Q, Zhang F Q, Miao L C, Li T S, Liu D Y. Characteristics of the Piaohechuan mafic-ultramafic complex, central Jilin, Northeast China: Constrains on the nature and evolution of the northeastern North China marginal tectonic belt. *Geological Bulletin of China*, 2007, 26(7):810-822

**Abstract:** Zircon SHRIMP U-Pb dating of a Ni-bearing gabbro in the Piaohechuan nickel deposit yielded a weighted mean age of 222±8 Ma, which indicates that the gabbro was emplaced in the Late Triassic. Study suggests that the mafic-ultramafic rocks are not components of ophiolites but resulted from thermal emplacement. They were emplaced before the regional metamorphic-deformational event in these areas. According to the above-mentioned study, combined with the geochemical data and tectonic facies and thermochronological data in adjacent areas, the authors propose that the main phase of the regional orogeny in central Jilin very likely took place in Mesozoic times, rather than at the end of the Permian as previously suggested. The mafic-ultramafic rocks in the Piaohechuan area and its related areas should form before collisional orogeny, probably in a continental-margin rift setting.

**Key words:** mafic-ultramafic rocks; zircon SHRIMP U-Pb dating; orogeny; continental-margin rift; central Jilin

华北地块与北侧造山区的关系历来受到关注<sup>[1-10]</sup>,尤其是华北地块北缘最东端(伊兰-伊通断裂以东区段,本文简称为华北东北缘,下同)与造山带之间的大地构造关系是东北亚地区迄今并没有得到很好解决的关键问题之一。李春昱等<sup>[6]</sup>认为,华北

东北缘大致沿夹皮沟变形带存在一条早、晚古生代几近重叠的缝合线,并作为华北与“佳木斯-兴凯地块”之间的缝合部位。Sengor等<sup>[2]</sup>则提出了一种复杂的构造连接关系,即认为该区是满洲造山带(Manchurides)、环太平洋增生带/日本造山带(Nip-

收稿日期:2006-05-28;修订日期:2007-04-06

基金项目:国家自然科学基金项目(编号:40473030)和中国科学院知识创新工程项目(编号:KZCX2-104)资助。

作者简介:颜颀强(1979-),男,在读博士,构造地质学专业。E-mail:rock@mail.igcas.ac.cn

ponides)与华北地块三结合的所在,实质上也就暗示了敦密断裂及其以南的华北地块东端具有洋-陆边界的性质。不少研究者<sup>[7,11-12]</sup>认为在华北与佳木斯-兴凯地块之间存在缝合带(线),华北东北缘的主体可能是两者之间的缝合带,但一直缺乏强有力的证据。虽然在牡丹江地区发现蓝闪石片岩和深海相沉积<sup>[3]</sup>,暗示在牡丹江地区存在古洋盆,李锦铁等<sup>[14]</sup>将之命名为“八面通造山带”,但八面通造山带可能是一个早古生代的造山带<sup>[14]</sup>,不能限定古生代末—早中生代华北东北缘的性质。自在延吉地区发现时代推测为晚古生代的蛇绿岩<sup>[9]</sup>之后,有关华北东北缘的性质似乎有了明确的大地构造标志,指示其具有古俯冲带的特征。Wu等<sup>[15]</sup>、Li<sup>[17]</sup>则将华北东北缘构造带看成古亚洲洋与古太平洋之间的连接带,即暗示古亚洲洋是向东开口的(按现代方位)。实际上,延吉蛇绿岩带无论是其本身还是相关的岩相带都沿图们江呈NNE向延伸,与华北东北缘NW走向的构造带具有明显的构造不协调性,宏观上指示二者之间具有清晰的左旋剪切关系,这一蛇绿岩带更可能与西锡霍特巨大的蛇绿岩带相连,而不是向西北方向并入古亚洲洋。因此,唐克东等<sup>[16]</sup>认为延吉地区开山屯蛇绿岩是古太平洋洋壳的一部分。

上述观点的分歧最终取决于具体资料的检验。有关华北东北缘的性质,除了不确定的一般性论述之外,专门性的具体研究工作对于最终厘定该构造带的性质无疑是最关键的。关键的具体研究应包括:该构造带的组成单元(包括基底、镁铁—超镁铁质杂岩带、花岗岩带的性质)、地质年代学、构造几何学及演化模式。本文选取华北东北缘中的漂河川镁铁—超镁铁质杂岩带,通过野外地质构造学、岩石地球化学和地质年代学研究,结合区域进展,认为它是形成于三叠纪陆内裂谷背景的巨大镁铁—超镁铁质杂岩带的一部分。

## 1 区域地质背景

在华北东北缘,石炭纪以前的地层难以识别,

原来认为属于早、中古生代的“呼兰群”、“色洛河群”、“青龙村群”经研究大都属于晚古生代—早中生代的地层<sup>①</sup>。石炭纪的地层为浅海陆缘碎屑建造、碳酸盐岩建造和少量的细碧角斑岩<sup>[7]</sup>,这些岩石组合指示的是较稳定的浅海环境。

呼兰群、色洛河群和青龙村群的岩性类似,主要为变质的中基性—酸性火山岩,夹大理岩和变质的沉积碎屑岩<sup>[7]</sup>。它们的变质程度一般都比较浅,大都为绿片岩相,局部达到低角闪岩相,但它们的变形作用一般都较强,普遍受到韧性变形的影响,其中的含钾矿物Ar-Ar年龄介于190~155 Ma之间<sup>[18-20]</sup>。这些岩石是华北东北缘镁铁—超镁铁质岩的主要围岩。

区域上中生代地层主要为大量三叠纪末期到侏罗纪—白垩纪的砾岩、粗砂岩和同期的陆相安山岩、流纹岩、中酸性火山凝灰岩<sup>[17,21]</sup>(图1)。这套砾岩的磨圆度和分选性一般都不好,而且岩层在区域中的横向变化剧烈,此外还可见到砂板岩中有砾岩的透镜体。笔者在磐石北部的野外观察也表明,这里侏罗纪砾岩中的砾石磨圆度很差,多为棱角状和次棱角状,分选性也不好。区域上这种特征的砾岩代表的是一套搬运不远的快速堆积物,应该指示的是山间或山前盆地的性质,这套砾岩、粗砂岩似乎具有同造山磨拉石建造的特征。

此外,沿着华北的东北缘还分布着大规模的中生代花岗岩带,其中面积最大的岩体是位于夹皮沟东面的黄泥岭花岗岩(图1)。岩体的锆石SHRIMP U-Pb年龄为166 Ma±2 Ma<sup>[21]</sup>,单颗粒锆石的U-Pb年龄为158~168 Ma<sup>[22]</sup>。刘大瞻等<sup>[23]</sup>对黄泥岭岩体进行了地球化学测试,表明岩体的主体部分具有造山晚期侵入岩的特征。

## 2 华北东北缘镁铁—超镁铁质杂岩带

在华北东北缘分布着众多的镁铁—超镁铁质杂岩,并发育有经济价值的铜—镍硫化物矿床。这些镁铁—超镁铁质杂岩呈现岩株状或岩席状侵入到晚古生代的呼兰群和青龙村群中。主要分布在3个地区,

① 张福勤.张广才岭蛇绿岩——亚洲洋最东缘构造及其与古太平洋的关系.2004.

② 吉林省地质局.1:20万长春市幅区域地质调查报告.1978:35-53.

③ 吉林省地质局.1:20万吉林市幅、磐石县幅区域地质调查报告.1970:16-19.

④ 吉林省地质局.1:20万蛟河县幅区域地质调查报告.1981:23-28.

⑤ 吉林省地质局.1:20万桦树林子幅区域地质调查报告.1979:15-26.

⑥ 吉林省地质局.1:20万明月镇幅区域地质调查报告.1973:21-30.

从北到南依次为红旗岭地区、漂河川地区和璋项—长仁地区。

红旗岭(7号镍矿)地区的镁铁—超镁铁质杂岩是一套棕色云母角闪石补堆晶辉橄岩、辉长岩及少量淡色辉长岩。围岩为一套片岩、片麻岩,以二云石英片岩和黑云石英片麻岩为主,原定为早古生代呼兰群,最新研究结果表明它们的时代应该是晚古生代。这些围岩的变质变形作用都十分明显。它们的原岩为泥质粉砂岩或粉砂质页岩。从区域面理发生构造置换的现象判断,它们经受过2次变形事件。

在漂河川地区,镁铁—超镁铁质杂岩总体上构成一个弧形分布的岩带(图2),岩石类型和红旗岭地区类似,主要为辉橄岩、辉石岩和辉长岩,还有少量的中性岩。它们的围岩也是晚古生代呼兰群。从岩性上来说可以分为2类,一类为片岩、片麻岩,另一类为弱变形的变质粉砂岩,片岩和片麻岩的原岩也应该是粉砂质—泥质的沉积岩。2类围岩接触部位的片岩、片麻岩受到韧性变形的影响。

璋项—长仁地区的镁铁—超镁铁质杂岩以角闪辉橄岩为主,在边部有少量辉长岩和闪长岩。野外观察可以发现这些镁铁—超镁铁质杂岩和围岩一起遭受到变形作用。在该地区,围岩是一套黑云角闪斜长片麻岩,原岩应该是泥质粉砂岩,原划为

寒武纪青龙村群,最新研究也表明它们的年代为晚古生代—早中生代。

在红旗岭、璋项—长仁地区,镁铁—超镁铁质杂岩总体呈NW向展布,而在漂河川地区,这些镁铁—超镁铁质杂岩基本呈弧形分布在敦化—密山断裂的北侧(图2)。敦—密断裂是区域内最重要的断裂构造之一,具有左旋走滑性质,它不仅切割了太古宙基底岩系,而且也切割了古生代及中生代地层,华北东北缘的镁铁—超镁铁质杂岩带也被它错开,形成现在的分布特点。

总之,漂河川、红旗岭和璋项、长仁等地的镁铁—超镁铁质杂岩的岩性及产状大体一致,围岩均为一套副变质岩类,围岩岩性也十分类似。在被敦—密断裂错断之前应该构成华北东北缘一条连续的巨型镁铁—超镁铁质杂岩带。

### 3 岩石学和构造地质学

漂河川地区镁铁—超镁铁质岩的围岩有2类,一类为片岩、片麻岩,另一类为弱变形的变质粉砂岩,镁铁—超镁铁质岩主要呈弧形分布在2类围岩的接触部位(图2)。其中以漂河川4号镍矿处的镁铁—超镁铁质岩因发育有铜镍矿化且出露较好而最具代表性。

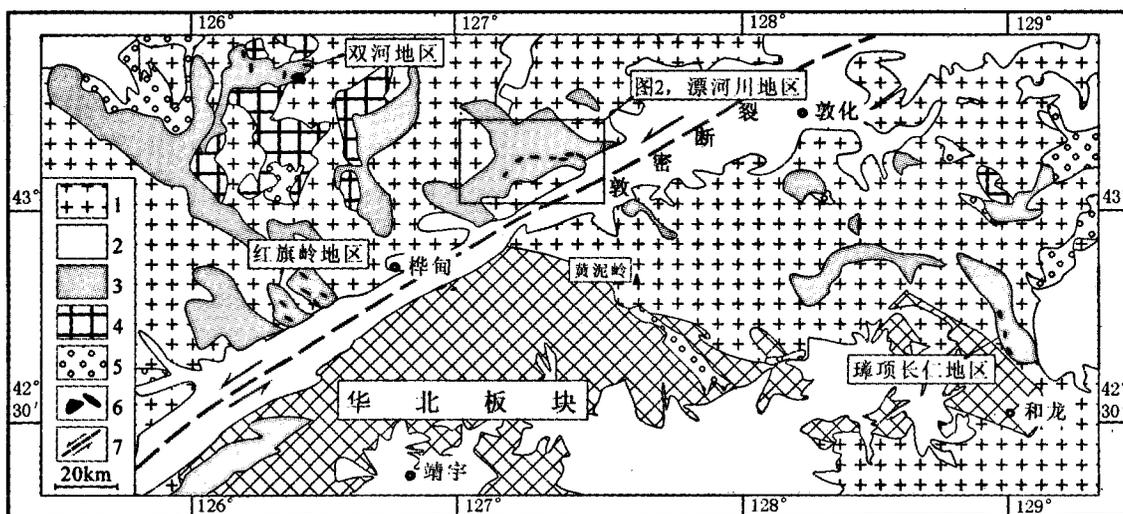


图1 研究区地质图(据《吉林省区域地质志》修绘)

Fig. 1 Geological map of the study area

- 1—花岗岩;2—晚中生代—新生代地层;3—古生界;4—三叠纪末—早、中侏罗世中酸性火山岩—凝灰岩;
- 5—三叠纪末—早、中侏罗世碎屑岩;6—镁铁—超镁铁质杂岩;7—敦—密断裂及走滑方向

● 张福勤.张广才岭蛇绿岩——亚洲洋最东缘构造及其与古太平洋的关系.2004.

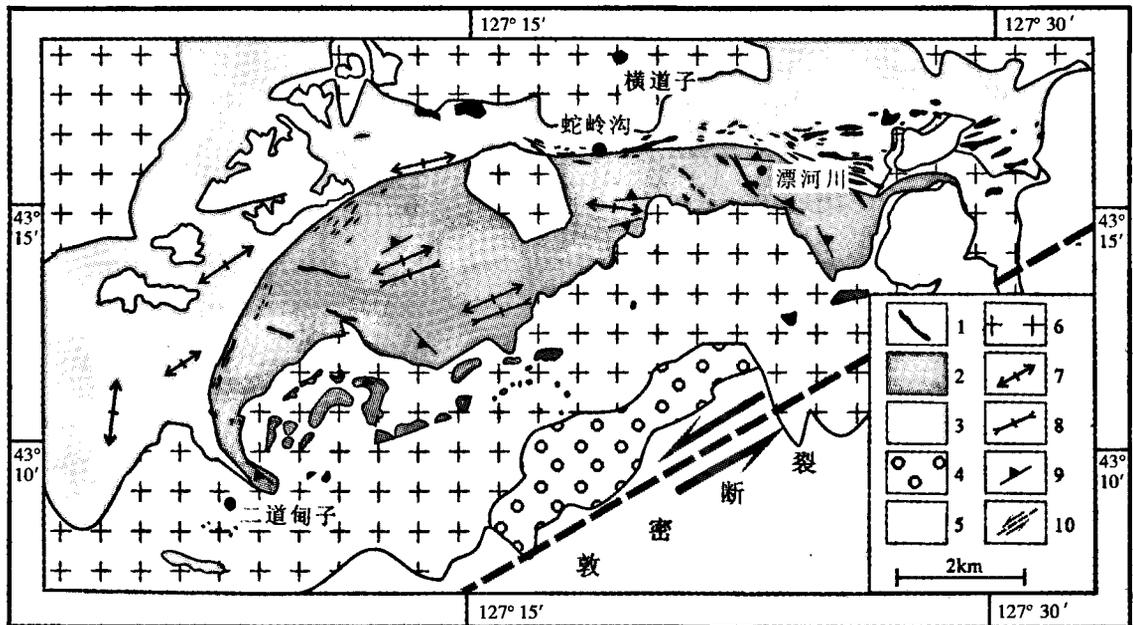


图2 漂河川地区地质图(据1:5万地质图修绘)

Fig. 2 Geological map of the Piaohechuan area, southern Jilin

1—镁铁—超镁铁质杂岩;2—二叠纪—三叠纪片麻岩;3—二叠纪—三叠纪变质粉砂岩;4—碎屑岩;5—新生代地层,以新生代火山岩为主;6—花岗岩;7—背斜褶皱轴;8—向斜褶皱轴;9—片麻理;10—敦—密断裂及走滑方向

漂河川4号镁铁—超镁铁质岩体位于岩带的东南部, 主要为由棕色云母角闪石补堆晶辉橄岩、辉长岩和辉石岩等构成的杂岩体, 均发育补堆晶结构。岩体中橄榄石大都碎裂后被熔蚀, 反应生成了辉石, 而大部分辉石又反应生成了角闪石。有的角闪石发育棕色黑云母边, 但云母粒度细小。斜长石充填在暗色矿物之间。此外, 角闪石中有磷灰石和微粒金属矿物包裹体, 而橄榄石和辉石中则不见这2种矿物包裹体。角闪石也包裹辉石和橄榄石, 说明磷灰石和金属矿物生成于辉石之后、角闪石开始结晶之前。这些结构说明岩浆房经历了鲍温序列的结晶分异作用。多数补堆晶辉橄岩中都发育有铜镍矿化。

4号镁铁—超镁铁质杂岩的围岩是一套片麻岩。片麻岩中黑云母和石英所显示的片麻理已被强烈揉皱, 表明岩石受到较强的挤压剪切作用。与围岩接触部位的辉长岩球状风化明显, 并发育有弱的片麻理, 但远离接触部位的辉长岩基本没有变形, 这可能是因为辉长岩相对于围岩而言硬度较大, 故在变质变形过程中辉长岩只在边部受到了变质变形作用的影响。另外, 变形辉长岩、片麻岩及未变形的

辉长岩之间的接触面都是小型断层, 但从接触面的宽度很小、接触面比较平整等特征来看, 错距非常有限。变形辉长岩和未变形辉长岩的接触面产状与片麻理的产状一致。辉长岩的边部发生了变形, 而远离接触带的辉长岩没有明显的变形。

此外, 在4号岩体东北约500 m处见有闪长岩体侵入到变砂岩中, 而且二者均表现出韧性变形的特征; 在蛇岭沟上屯发现辉长岩脉侵入到板岩中, 辉长岩脉和板岩一同发生了变形。

上述特征表明它们是热侵位的产物, 而不是蛇绿岩, 同时还说明岩体的侵位作用发生在区域性的变形事件之前。因此, 岩体的年龄可以用来限定区域变形事件时代的下限。

## 4 岩石地球化学

### 4.1 样品描述

对漂河川地区(PHC)和相关的红旗岭(FJ)、璋项—长仁地区(CR)的镁铁—超镁铁质杂岩进行了岩石地球化学分析。漂河川地区的5件样品产自4号岩体的中心部位, 岩性为辉橄岩; 红旗岭地区的1件样品产自红旗岭7号岩体, 岩性为辉橄岩; 璋项—长

仁地区的8件样品采自璋项村附近的6号岩体,岩性为角闪辉橄岩。其中,对漂河川和红旗岭地区的样品分别进行了主量和微量元素分析,而璋项—长仁地区的样品只进行了主量元素分析。

地球化学分析测试工作是由核工业地质分析测试中心完成的。其中主量元素测试使用X荧光(XRF)分析,微量元素和稀土元素测试采用ICP-MS分析。分析结果见表1。

#### 4.2 主量元素

漂河川、红旗岭地区镁铁—超镁铁质岩的主量元素比较接近, $w(\text{SiO}_2)=35.5\%\sim 45.9\%$ , $w(\text{Al}_2\text{O}_3)=4.79\%\sim 9.35\%$ , $w(\text{CaO})=3.25\%\sim 6.88\%$ , $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 较高,为 $0.83\%\sim 2.66\%$ ,超镁铁质杂岩的镁值较小, $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ 的摩尔比值( $\text{Mg}^\#$ ) $=72.4\sim 77.3$ 。璋项—长仁地区镁铁—超镁铁质岩的 $w(\text{SiO}_2)=36.2\%\sim 39.9\%$ ,变化很小, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)=3.71\%\sim 5.99\%$ , $w(\text{CaO})=3.36\%\sim 4.91\%$ , $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 相对较低,为 $0.35\%\sim 1.37\%$ 。与漂河川地区相比,这里的超镁铁质杂岩较为富镁( $\text{Mg}^\#=83.2\sim 85.6$ ),但其 $\text{Mg}^\#$ 值仍比典型蛇绿岩中的超镁铁质杂岩<sup>[24]</sup>小得多。

此外,璋项—长仁地区超镁铁质杂岩的成分变化比漂河川地区的要小,这似乎表明,璋项—长仁地区的镁铁—超镁铁质岩所经受的结晶分异作用要比漂河川地区的弱。

从Harker图解(图3)来看,漂河川地区的镁铁—超镁铁质岩的 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 等与 $\text{SiO}_2$ 的含量呈正相关,而 $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}^*$ (全铁)等与 $\text{SiO}_2$ 呈负相关,这暗示漂河川地区的岩性差异主要是由结晶分异作用引起的,这与前述岩相学的研究结果相一致。同时, $\text{MgO}$ 与 $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 之间的负相关关系(图4)也支持这一推论。值得说明的是,这些相关性在红旗岭和璋项—长仁地区的岩体中却没有明确的表现。

与蛇绿岩中的镁铁—超镁铁质岩相比,该地区的岩体 $\text{Mg}^\#$ 值低,K含量高,表明它们不是蛇绿岩的成员,可能是在陆壳基底上形成的。

#### 4.3 稀土及微量元素

取自漂河川的5个镁铁—超镁铁质岩样品中稀土元素的总量为 $88.4\times 10^{-6}\sim 123.85\times 10^{-6}$ ,是球粒陨石的30倍左右。在球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图(图5)<sup>[25]</sup>上,表现为明显的轻稀土(LREE)富集和轻、重稀土分馏的特征( $\text{La}_N/\text{Yb}_N=$

$5.6\sim 8.6$ ),并具有轻微的负Eu异常( $\delta\text{Eu}=0.88\sim 0.94$ ),指示存在斜长石的分离结晶作用。此外,这些镁铁—超镁铁质岩的 $(\text{La}/\text{Sm})_N=1.79\sim 2.10$ ,说明轻稀土分馏不太明显; $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=2.12\sim 2.78$ ,表明重稀土分馏相对较明显。

从原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图6)<sup>[26]</sup>中可以看出,漂河川4号岩体的5个样品相对富集不相容元素Rb、Ba和LREE,亏损Nb、Ta等高场强元素,表明有明显的地壳物质加入。通过计算可以看出,Th、U等不相容元素同样富集,高场强元素Ti同样亏损,而且极不相容元素Cs的含量远远高于其他不相容元素。漂河川地区的镁铁—超镁铁质岩中显示比较明显的Sr负异常,这可能说明在结晶过程中斜长石是分异相,从而导致Sr含量的降低。

红旗岭地区超镁铁质杂岩(仅1个样品)的特征与漂河川地区大体相似,但显示稀土元素的总量较低和轻重稀土分馏程度相对较弱的特征,而且Sr呈轻微的正异常。但由于样品太少,这一差异是由所采的这个红旗岭样品不具有代表性导致的,还是这2个地区的镁铁—超镁铁质岩的确存在着区域差异,尚需要进一步的研究。

Cr、Co等相容元素在岩浆结晶过程中趋向赋存于固相中,因而在结晶分异过程中它们的含量会减少,同时Cr、Co等元素主要由橄榄石和透辉石的结晶分异作用控制<sup>[27]</sup>。从图解(图7)中可以看到,漂河川地区的镁铁—超镁铁质岩的Cr、Co和 $\text{SiO}_2$ 存在着明显的相关关系,而红旗岭地区这种相关关系不明显,这同样指示漂河川地区的镁铁—超镁铁质岩存在明显的结晶分异作用。

Munker<sup>[28]</sup>指出,由于在蚀变和结晶分异过程中Nb/Ta的值基本不发生变化,所以Nb/Ta在较大范围内的变化往往反映源区的性质,而且他进一步指出,地壳的混染会导致岩石的Nb/Ta和La/Yb负相关,而且岩石的Nb/Ta的比值低于估算的球粒陨石的比值(17.6)。从Nb/Ta-La/Yb图解(图8)中可以看出,漂河川地区的岩石中Nb/Ta比值基本不变,而红旗岭地区Nb/Ta和La/Yb比值呈现一定的负相关,表明红旗岭地区的岩体存在着一定的地壳混染。这与红旗岭主量元素变化较大、在Harker图解(图3)中没有明显的变化规律等特征相吻合。

从漂河川和红旗岭的镁铁—超镁铁质岩来看,它们的微量元素特征非常类似,稀土元素总量高,而

表1 漂河川等地区的镁铁—超镁铁质岩的地球化学分析结果  
 Table 1 Chemical composition of mafic-ultramafic complex rocks  
 in the Piaohechuan area and its related areas

地区 样号 岩性	漂河川地区					红旗岭地区
	PHC04 辉橄岩	PHC05 辉橄岩	PHC06-1 辉橄岩	PHC06-2 辉橄岩	PHC10 辉橄岩	FJ01 辉橄岩
Li	16	15	13	21	29	18
Be	0.83	0.68	0.54	0.92	0.95	0.38
Sc	20.5	18.9	9.8	21.4	21.0	10.7
Ti	5816	5378	3326	5412	7663	2722
V	149	430	82	137	167	78
Cr	1333	1354	1357	1424	1006	1574
Co	115	101	317	119	87	301
Ni	621	524	7348	663	343	13832
Cu	54	41	1064	60	31	1564
Zn	98	93	93	104	96	86
Ga	9.6	9.0	6.5	10.3	12.1	6.1
Rb	17.5	18.8	15.7	20.3	24.3	9.8
Sr	272	250	172	280	299	199
Y	20	19	13	21	23	11
Zr	151	143	106	152	191	58
Nb	5.5	5.0	2.6	5.7	7.6	0.8
Mo	0.76	0.91	0.70	0.73	0.90	0.47
Cd	0.09	0.07	1.19	0.09	0.09	0.25
Cs	1.6	1.9	1.9	1.7	3.6	4.1
Ba	213	202	183	221	241	83
La	17.4	15.6	14.2	18.9	18.4	5.1
Ce	42	40	34	44	47	13
Pr	5.9	5.4	4.4	5.9	6.4	1.9
Nd	24.8	25.5	20.6	26.4	27.5	8.8
Sm	5.8	5.5	4.1	5.7	6.1	2.2
Eu	1.7	1.5	1.2	1.7	1.7	0.7
Gd	5.0	5.2	3.8	5.4	5.8	2.4
Tb	0.74	0.69	0.46	0.72	0.81	0.35
Dy	4.0	3.8	2.5	4.0	4.2	2.0
Ho	0.78	0.74	0.46	0.76	0.89	0.40
Er	2.2	2.0	1.4	2.2	2.4	1.2
Tm	0.29	0.29	0.18	0.27	0.34	0.17
Yb	1.9	1.7	1.1	1.8	2.2	1.0
Lu	0.27	0.26	0.18	0.27	0.33	0.16
Hf	3.4	3.1	2.1	3.5	4.0	1.4
Ta	0.42	0.38	0.19	0.43	0.59	0.05
Tl	0.12	0.10	0.43	0.15	0.28	0.23
Pb	8.6	8.8	137	10.0	9.6	20
Th	2.5	2.3	2.5	2.9	3.1	1.4
U	0.81	0.75	0.62	0.86	0.91	0.41

续表 1

地区 样号 岩性	漂 河 川 地 区					红 旗 岭 地 区		
	PHC04 辉橄岩	PHC05 辉橄岩	PHC06-1 辉橄岩	PHC06-2 辉橄岩	PHC10 辉橄岩	FJ01 辉橄岩		
SiO <sub>2</sub>	42.05	42.31	35.50	42.13	45.90	44.04		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.63	7.15	4.79	8.12	9.35	4.81		
CaO	6.40	5.97	3.25	6.43	6.88	3.64		
K <sub>2</sub> O	0.66	0.65	0.46	0.76	0.91	0.24		
TiO <sub>2</sub>	1.19	1.18	0.68	1.19	1.47	0.62		
FeO <sup>*</sup>	14.87	14.48	20.86	15.22	13.41	15.61		
MgO	22.69	23.46	26.63	21.90	16.77	23.75		
Na <sub>2</sub> O	1.36	1.17	0.37	1.59	1.75	0.74		
MnO	0.21	0.21	0.13	0.22	0.17	0.15		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.29	0.18	0.34	0.35	0.08		
LOI	2.72	3.36	8.03	2.15	3.12	6.52		
FeO	11.38	1.58	10.93	11.03	8.96	8.16		
总和	100.10	100.22	100.87	100.04	100.08	100.19		
Mg <sup>#</sup>	76.2	77.3	72.9	75.2	72.4	76.2		

地区 样号 岩性	璋 项、长 仁 地 区							
	CR-12-1 角闪石 辉橄岩	CR-12-2 角闪石 辉橄岩	CR-12-3 角闪石 辉橄岩	CR-12-4 角闪石 辉橄岩	CR-13-1 角闪石 辉橄岩	CR-13-2 角闪石 辉橄岩	CR-13-3 角闪石 辉橄岩	CR-13-4 角闪石 辉橄岩
SiO <sub>2</sub>	36.17	39.07	38.88	38.03	39.74	36.45	39.90	39.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.84	4.16	4.10	5.43	5.99	4.23	3.71	4.76
CaO	3.60	3.99	4.24	3.85	4.29	4.91	3.36	3.86
K <sub>2</sub> O	0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.09	0.21	0.23	0.28
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.45	0.70	0.30	0.35	0.46	0.92	0.43
FeO <sup>*</sup>	11.04	11.54	11.85	11.13	12.74	12.29	12.31	11.73
MgO	27.95	28.72	28.77	31.36	32.24	31.17	29.06	29.23
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.35	0.41	0.44	1.28	0.61	0.56	0.66
MnO	0.14	0.16	0.16	0.15	0.18	0.17	0.17	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.07	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05
LOI	15.20	11.05	10.30	8.45	2.75	8.85	9.20	8.85
FeO	4.48	4.21	4.57	4.45	8.96	4.59	5.89	5.56
总和	99.87	99.55	99.51	99.18	99.69	99.41	99.47	99.42
Mg <sup>#</sup>	84.2	84.0	83.6	85.6	84.2	84.2	83.2	84.0

注:由核工业地质分析测试研究中心夏晨光测试,主量元素含量%,微量和稀土元素含量10<sup>-6</sup>

Mg<sup>#</sup>=molMg<sup>2+</sup>/(molMg<sup>2+</sup>+molFe<sup>2+</sup>), 取FeO<sup>\*</sup>中Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>)=0.85

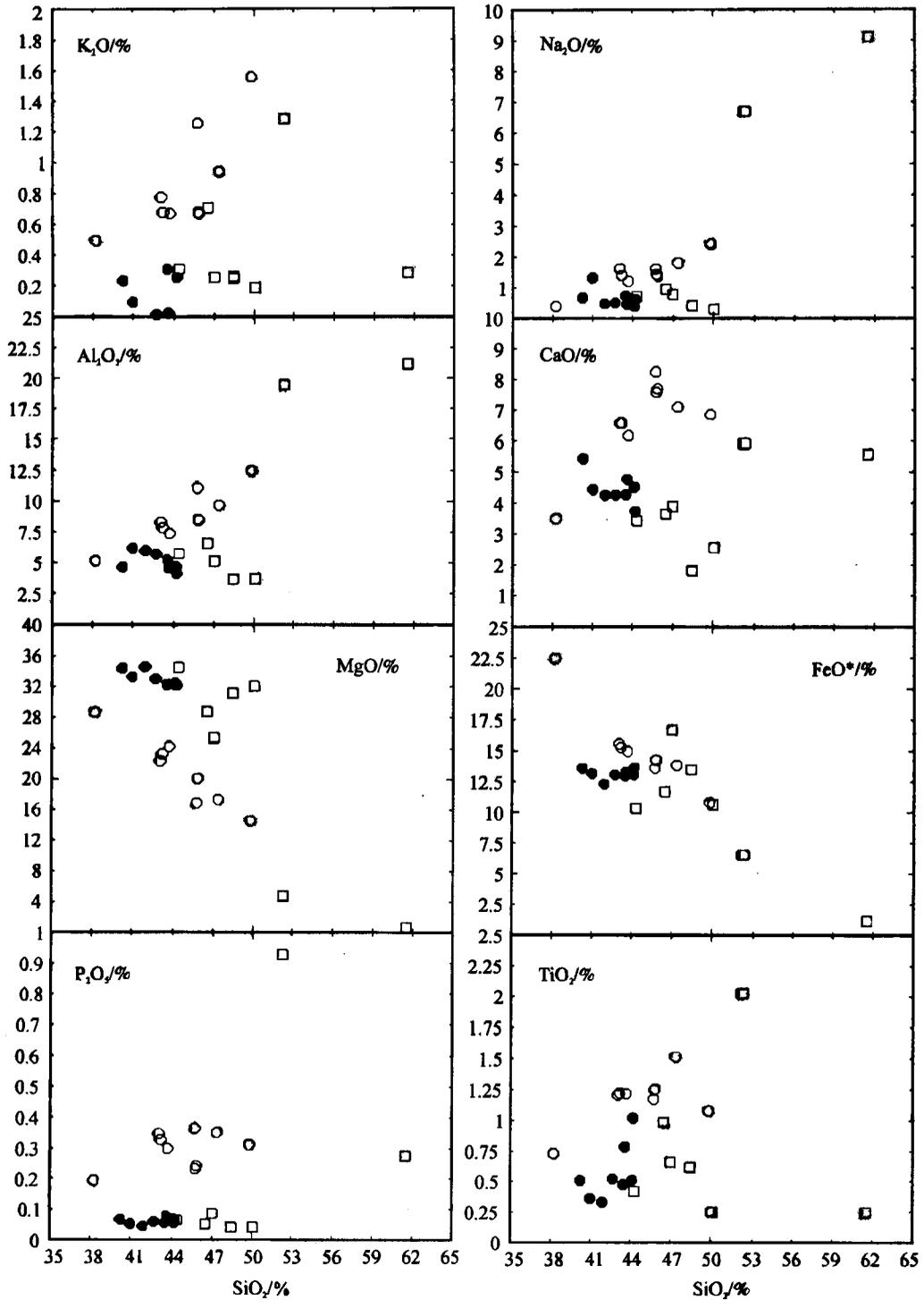


图3 镁铁—超镁铁质杂岩的Harker图解(红旗岭和漂河川地区的部分数据引自参考文献[4])

Fig. 3 Harker diagrams for mafic-ultramafic complex rocks

○—漂河川地区; □—红旗岭地区; ●—璋项—长仁地区

且显示轻稀土元素明显富集, Nb和Ta明显亏损, 这些特征和一般蛇绿岩中的镁铁—超镁铁质岩截然

不同, 说明这些镁铁—超镁铁质杂岩不属于蛇绿岩, 而可能是在陆壳基底上打开的裂谷的产物。

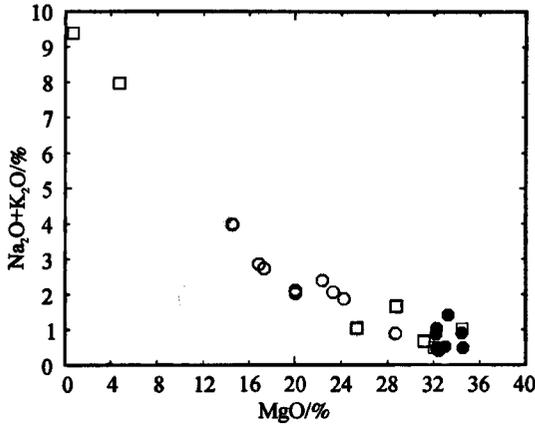


图4 镁铁—超镁铁质杂岩的MgO-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O图解  
(红旗岭和漂河川地区的部分  
数据引自参考文献[4],图例同图3)

Fig. 4 MgO vs. (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) diagram  
for mafic-ultramafic complex rocks

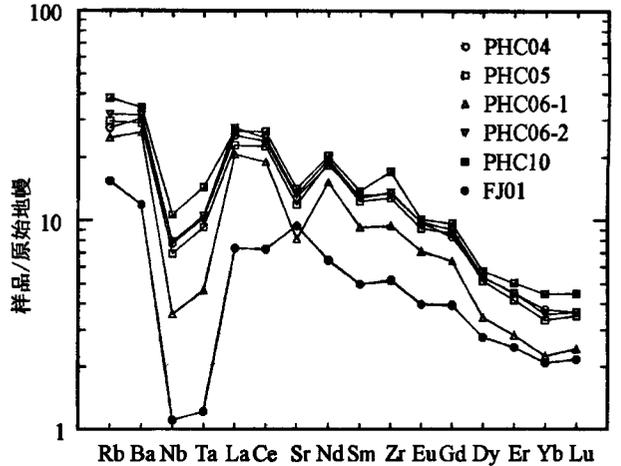


图6 镁铁—超镁铁质杂岩的微量元素蛛网图  
(样品说明参见表1,原始地幔数据采用Sun等,1989)

Fig. 6 Primitive-mantle normalized patterns  
of the mafic-ultramafic complex rocks

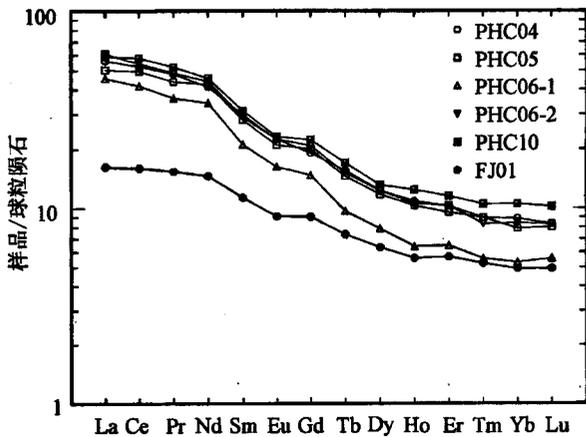


图5 镁铁—超镁铁质杂岩的稀土元素配分模式  
(样品说明参见表1,球粒陨石数据采用Boynnton,1984)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns  
of the mafic-ultramafic complex rocks

## 5 锆石SHRIMP U-Pb年代学

### 5.1 测试方法

锆石按常规方法分选后在双目镜下挑选,将样品锆石和一些标准锆石TEM置于环氧树脂上,并磨到约一半,然后进行照相和阴极发光成像分析,最后在中国地质科学院北京离子探针中心的SHRIMP II上进行U-Pb分析。详细的分析原理及流程参见相关文献<sup>[29-31]</sup>。在分析过程中,使用澳大利亚国立大

学地学院(RSES)的标准锆石SL13(年龄为572 Ma, U的含量为238×10<sup>-6</sup>)来标定所测锆石的U、Th、Pb的含量,用标准锆石TEM(年龄为417 Ma)进行元素间的分馏校正。普通Pb根据实测<sup>206</sup>Pb校正。SHRIMP分析数据表(表2)中所列的单个分析点的数据均为5次扫描的加权平均值,其误差为1σ,而样品最终加权平均年龄的误差为2σ。由于所测样品较年轻,故均采用其<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄。

### 5.2 锆石的特征

被测样品(2003PHC-1)取自漂河川4号岩体。在4号岩体的露头上,可以看到该镁铁—超镁铁质杂岩的围岩为一套斜长角闪片麻岩,靠近岩体边界的辉长岩风化严重,有弱的片麻理,而靠近岩体内部的辉长岩和含矿辉石岩没有明显的变形。样品取自该岩体中部没有明显变形的辉长岩,具辉长结构和含长结构。主要由辉石(约45 vol.%)、斜长石(约45 vol.%)和角闪石(约10 vol.%)组成。辉石具有闪石化、绿泥石化和少量的帘石化;斜长石呈长板条状,有明显的绢云母化。从该辉长岩样品中分离出来的锆石均为长柱状,自形晶体,在阴极发光图像中大部分锆石可见明显的带状振荡环带(图9),表明是岩浆成因锆石。所有测点的Th/U比值都比较高(1.03~2.44),也显示了基性岩浆锆石的特点。

### 5.3 年龄结果与分析

对该样品的锆石共进行了16个点的分析(表2),

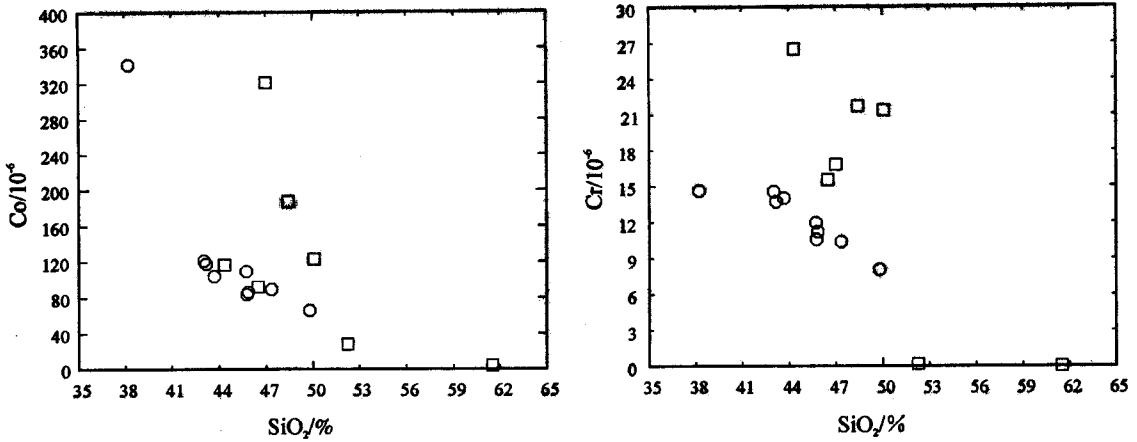


图7 镁铁—超镁铁质杂岩中Co、Cr含量与SiO<sub>2</sub>含量相关性图解(部分数据引自参考文献[4],图例同图3)  
 Fig. 7 Correlation between the contents of Co and Cr and that of SiO<sub>2</sub> in mafic-ultramafic complex rocks

给出的年龄范围在177~261 Ma之间(表2,图10)。其中,测点5.1、6.1、10.1和11.1得到的年龄偏小,这可能是后期热事件的扰动导致放射性Pb丢失的结果。另外,测点1.1和8.1的年龄较大,很可能属于继承性锆石。从阴极发光图像上来看,这6颗锆石和其他锆石没有明显的差别,而且本次测量中单个点的测量误差偏大,所以不能完全排除测量误差导致这种差异的可能性。其余10个测点的年龄值比较接近,在年龄谱和线上集中分布,其加权平均年龄为222 Ma±8 Ma (MSWD=1.3)。由于这些锆石具有明显的岩浆成因振荡环带,所以笔者将该年龄(222 Ma±8 Ma)解释为漂河川辉长岩体的形成年龄。该年龄和Wu等<sup>[4]</sup>报道的217 Ma±3 Ma的年龄在误差范围内基本一致。这表明漂河川岩体是中一晚三叠世形成的。

### 6 讨论与结论

关于华北东北缘的镁铁—超镁铁质杂岩带,前人曾经做过很多有意义的探索,但对于它们的大地构造属性有不同的认识。有的研究者根据这些镁铁—超镁铁质岩和海相地层共生,认为它们为古生代蛇绿岩<sup>[32]</sup>;有的研究者根据这些镁铁—超镁铁质岩和A型花岗岩同期,认为它们是造山后伸展的产物<sup>[4]</sup>。A型花岗岩的形成环境比较复杂,和海相地层共生的镁铁—超镁铁质岩也不一定是蛇绿岩。此

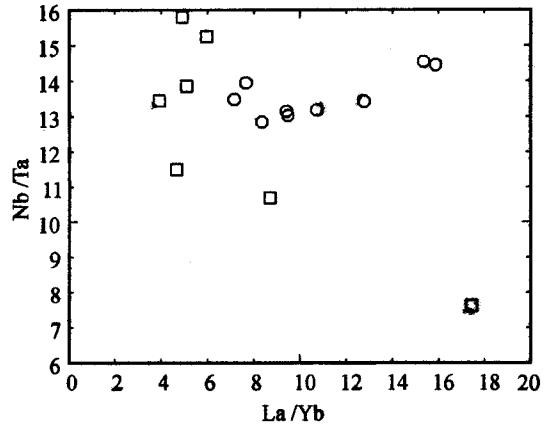


图8 镁铁—超镁铁质杂岩的Nb/Ta-La/Yb图解(部分数据引自参考文献[4],图例同图3)  
 Fig. 8 Nb/Ta vs. La/Yb diagram for mafic-ultramafic complex rocks

外,还有的研究者根据这些超镁铁质岩和细碧角斑岩共生,指出应该为陆内裂陷槽的性质,但他们根据不精确的定年结果认为这个裂陷槽的时代为早石炭世<sup>[12]</sup>。

华北东北缘构造带具有造山带的典型特征,如强烈的同造山变形、变质作用和构造后的花岗岩浆作用。而造山之前不仅有火山—沉积建造,还发育这条大型镁铁—超镁铁质杂岩带。这些特征表明,造山作用是在一个地壳薄弱带上发展起来的。但由于这

● 张成梁.吉林漂河川地区基性岩墙群的基本特征.吉林地质(内部刊物),1981.

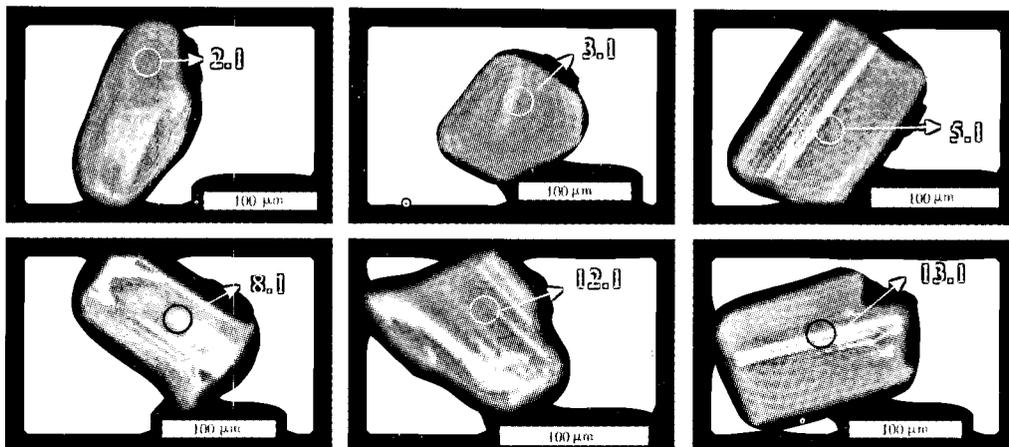


图9 代表性锆石的阴极发光图像及SHRIMP测点位置

Fig. 9 Representative CL images of zircons from a gabbro and spot sites

表2 漂河川地区辉长岩的锆石SHRIMP U-Pb分析结果

Table 2 Zircon SHRIMP U-Pb analysis of gabbro from the Piaohechuan area

点号	U / $10^{-6}$	Th / $10^{-6}$	Th/U	$^{206}\text{Pb}_c$ /%	$^{206}\text{Pb}^*$ / $10^{-6}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma
1.1	1057	2208	2.16	0.1523	37.6	0.0501	2.2	0.285	5.5	0.0413	5.1	261 ± 13	198 ± 51
2.1	920.5	1131	1.27	0.117	30.1	0.0502	2.1	0.264	6.1	0.0380	5.7	241 ± 14	207 ± 50
3.1	597.4	596	1.03	0.1214	16.8	0.0491	2.0	0.222	5.5	0.0328	5.1	208 ± 10	151 ± 48
4.1	1099	1369	1.29	0.2868	35.8	0.0483	2.9	0.252	5.8	0.0378	5.1	239 ± 12	115 ± 68
5.1	559	575.8	1.06	0.4435	13.4	0.0517	3.0	0.199	5.9	0.0279	5.1	177 ± 9	271 ± 69
6.1	1001	2029	2.09	0.3358	26.8	0.0497	3.1	0.213	12	0.0311	11	197 ± 22	183 ± 72
7.1	443.5	487.2	1.14	0.3862	14.1	0.0497	3.5	0.252	11	0.0368	11	233 ± 24	181 ± 81
8.1	353.3	472.8	1.38	0.139	12.2	0.0501	3.0	0.278	11	0.0402	11	254 ± 27	202 ± 69
9.1	980.4	2037	2.15	0.222	30.2	0.0499	2.1	0.247	7.2	0.0358	6.9	227 ± 15	192 ± 50
10.1	1294	2447	1.95	0.1375	33.6	0.05075	1.9	0.211	10	0.0302	9.8	192 ± 19	230 ± 45
11.1	1018	2401	2.44	0.1891	27.7	0.0481	2.2	0.210	18	0.0316	17	201 ± 34	103 ± 51
12.1	671.5	1009	1.55	0.3894	20.2	0.0499	3.4	0.241	12	0.0350	12	222 ± 25	191 ± 80
13.1	711.1	1603	2.33	0.2474	21.9	0.0492	3.7	0.242	6.3	0.0357	5.2	226 ± 11	156 ± 86
14.1	1295	2781	2.22	0.15	35.5	0.04926	1.9	0.216	5.4	0.0318	5.0	202 ± 10	160 ± 44
15.1	1063	2288	2.22	0.2315	31.7	0.0525	2.0	0.251	6.0	0.0346	5.6	219 ± 12	309 ± 46
16.1	757.1	1333	1.82	0.2811	24.2	0.0521	2.2	0.266	6.3	0.0371	5.9	235 ± 14	290 ± 51

一造山带并不具有前造山的洋壳历史,即迄今为止并没有发现存在扩张洋壳和深海沉积的证据,故笔者认为这条北西向的造山带是在大陆边缘的地壳薄弱带上发育起来的。地壳在二叠纪末—三叠纪发生裂解,形成北西向延伸的火山—沉积建造和漂河川等地的镁铁—超镁铁质杂岩带,而与此同时,其

西北侧的古亚洲洋处于最后的闭合阶段,其西南侧则为新生的古太平洋,并在延吉地区发育北东走向的蛇绿岩。所以在区域大地构造关系上,这个造山带的前身应十分类似现代介于印度洋与地中海之间的红海型陆内或陆间裂陷盆地。故此,本文初步推断它可能是二叠纪末期开始逐步形成的洋间陆内性质的

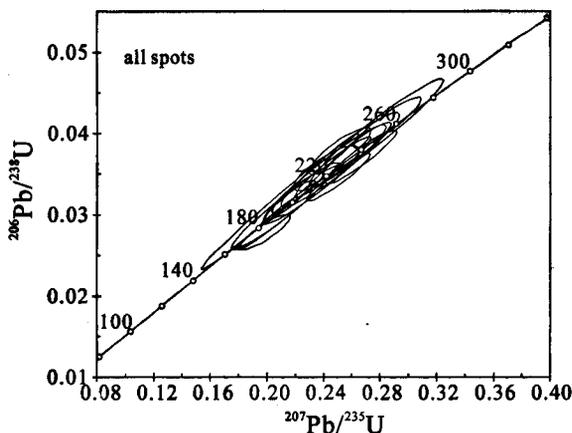


图10 漂河川地区辉长岩的U-Pb谱和图

Fig. 10 Concordia diagram showing the zircon SHRIMP U-Pb data for gabbro from the Piaohechuan area, Jilin Province

转换张扭性谷地,介于古亚洲洋最后阶段的残留海与新生古太平洋之间,同样具有板块边界的性质。漂河川镁铁—超镁铁质杂岩带就位于敦—密断裂北侧,其与红旗岭段、璋项—长仁段的时空关系,不仅表明在敦密断裂左旋错断之前,华北地块东端曾经发生向东的大规模挤入牵引作用,而且也表明敦—密断裂不宜作为某些学者所声称的板块边界<sup>[4]</sup>。

漂河川镁铁—超镁铁质杂岩带的岩石地球化学特征体现出岩浆分离结晶明显的特征,与西边红旗岭含铜镍硫化物矿床的杂岩带不仅特征相似、类型一致,成矿类型与形成背景也完全相同,超镁铁岩均属于铁质( $m/f < 7$ ,  $[M] < 8.9$ )。漂河川杂岩带与红旗岭相比,均具有Nb、Ta亏损,但后者亏损程度更大;前者LREE明显相对富集,HREE明显亏损;前者Sr轻微亏损而后者轻微富集。这些特征暗示二者之间在具体形成环境上或岩浆过程上还有一些细微的差异,如体现在岩浆源区部分熔融程度、分离结晶程度上。这可能应归结为裂隙槽陆壳减薄程度或拉伸程度上的差异,漂河川杂岩带位于华北东北缘的中段位置,LREE相对富集的特征或许与所处的位置有关,红旗岭地段更靠近古亚洲洋或许拉张程度要更大一些。然而,以目前所取得的资料揭示这一过程的细节还不具备足够的说服力。

综上所述,以对漂河川镁铁—超镁铁质杂岩研究为基础,本文将华北东北缘构造带的演化归纳为以下几个阶段。

(1)石炭纪:为碳酸盐台地相沉积及少量细碧—角斑岩建造喷发阶段。前石炭纪阶段的构造原型难以恢复。

(2)二叠纪—三叠纪(?):碎屑岩建造(浊积岩系?)及可能的双峰系火山岩或变流纹岩(黑云母石英片岩),是该构造带不同地段呼兰群、色洛河群和青龙村群的主要原岩,也是大型韧性变形带的主要寄属建造。这一阶段是裂谷发育的主要阶段,根据单颗粒锆石U-Pb年龄测定结果并结合其他资料,裂谷发育甚至可能延续至早侏罗世初期。

(3)中、晚三叠世:发生镁铁—超镁铁质杂岩的侵位。主要岩体成串珠状,具有良好的线性特征,是地壳甚至岩石圈张性切割的标志。漂河川杂岩带锆石SHRIMP U-Pb年龄加权平均值为222 Ma。单点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 视年龄最大达到261 Ma,最小177 Ma。前者与色洛河群黑云石英片岩中岩浆锆石的年龄相似<sup>[14]</sup>,后者大于顺构造带侵入的黄泥岭花岗岩的锆石年龄,因此,这一较老年龄(261 Ma)可能反映该锆石是岩体侵位时从围岩中俘获、继承的。实际上,漂河川岩体的微量元素明显地体现出Nb、Ta负异常,表明了陆壳物质明显的混入,锆石的年龄谱反映出二叠纪沉积作为直接围岩部分混入了岩浆,这与岩体局部保留的热侵位特征一致。对于后者,由于漂河川杂岩带岩体边缘受到变形影响,局部甚至出现片麻状构造,不排除变形或变形后流体的作用对岩体的影响,早侏罗世年龄的出现,很可能反映了早期变形事件的叠加。

(4)早、中侏罗世:从三叠纪末开始一直持续到侏罗纪,区域上发生大规模的磨拉石建造。中侏罗世造山后岩浆大规模侵位,以黄泥岭花岗岩为代表,预示造山作用趋于结束。沿构造带发育的夹皮沟韧性剪切带糜棱岩中含K矿物如黑云母和钾长石的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄在190~155 Ma之间<sup>[18-20]</sup>,跨越主期花岗岩的形成时间。这也表明:华北东北缘构造带裂陷槽初始封闭的时间应介于漂河川镁铁—超镁铁质杂岩带侵位时间与黄泥岭花岗岩侵位时间之间,即晚三叠世—早侏罗世是其最合适的造山开始时间,并延续到中侏罗世,体现出印支—燕山期穿时性演化的特点。

致谢:北京离子探针中心张玉海、石玉若、简平、陶华等在SHRIMP分析中给予了热情的帮助,李承东博士一同参加了野外考察,在此一并表示感谢。

## 参考文献:

- [1] Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Alaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia [J]. *Nature*, 1993, 364:299-307.
- [2] Sengör A M C, Natal'in B A. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis [C]//Yin A, Harrison T M. *The Tectonic Evolution of Asia*. New York: Cambridge Univ. Press, 1996:486-640.
- [3] Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China; Termination of the central Asian orogenic belt [J]. *Tectonic*, 2003, 22(6):1-21.
- [4] Wu F Y, Wilde S A, Zhang G L, et al. Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic complexes in Jilin Province, NE China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(5):781-797.
- [5] Hong D W, Zhang J S, Wang T, et al. Continental crustal growth and the supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(5):799-813.
- [6] 李春昱, 汤耀庆. 亚洲古板块划分以及有关问题 [J]. *地质学报*, 1983, 57(1):1-10.
- [7] Li J Y. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006, 26:207-224.
- [8] Jia D C, Hu R Z, Lu Y, et al. Collision belt between the Khanka block and the North China block in the Yanbian Region, Northeast China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(2):211-219.
- [9] 孙德有, 吴福元, 张艳斌, 等. 西拉木伦河-长春-延吉板块缝合带的最后闭合时间——来自吉林大云山花岗岩体的证据 [J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2004, 34(2):174-181.
- [10] 吴福元, 张兴洲, 马志红, 等. 吉林省中部红帘石硅质岩的特征及意义 [J]. *地质通报*, 2003, 22(6):391-396.
- [11] 张兴洲, 穆石敏, 杨宝俊, 等. 黑龙江板块群的地球动力学 [C]//张贻侠, 孙运生, 张兴洲, 等. *中国满洲里-绥芬河地学断面1:1000000说明书*. 北京:地质出版社, 1999:20-23.
- [12] 赵春荆, 彭玉麟, 党增欣, 等. 吉黑东部构造格架及地壳演化 [M]. 沈阳:辽宁大学出版社, 1996:1-186.
- [13] 张兴洲. 佳木斯地体的早期碰撞史——黑龙江岩系的构造-岩石学证据 [D]. 长春地质学院博士学位论文, 1992.
- [14] 李锦轶, 牛宝贵, 宋彪, 等. 长白山北段地壳形成与演化 [M]. 北京:地质出版社, 1998.
- [15] 邵济安, 唐克东. 吉林延边开山屯地区蛇绿混杂岩 [J]. *岩石学报*, 1995, 11(增刊):212-220.
- [16] 唐克东, 邵济安, 李景春, 等. 吉林延边缝合带的性质与东北亚构造 [J]. *地质通报*, 2004, 23(9/10):885-891.
- [17] 吉林省地质矿产局. 吉林省区域地质志 [M]. 北京:地质出版社, 1988:181-205.
- [18] 李承东. 华北地块北缘东段黄泥岭构造带形成与演化 [D]. 中国科学院地质与地球物理研究所博士学位论文, 2005.
- [19] 侯树桓, 桑海清. 吉林六批叶沟金矿床绢云母<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar快中子活化法定年研究 [J]. *矿床地质*, 2004, 23(4):502-508.
- [20] 姚大全. 密-抚断裂带西南段中生代早中期变位与变形的研究 [J]. *辽宁地质学报*, 1988, (1):16-34.
- [21] Miao L C, Qiu Y M, Fan W M, et al. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jiapigou gold deposits, southern Jilin Province, China [J]. *Ore Geology Reviews*, 2005, 26:137-165.
- [22] 张艳斌, 吴福元, 李惠民, 等. 吉林黄泥岭花岗岩体的单颗粒锆石 U-Pb 年龄 [J]. *岩石学报*, 2002, 18(4):475-481.
- [23] 刘大贲, 曲森, 王晓功. 黄泥岭岩体的基本特征 [J]. *吉林地质*, 1994, 13(4):41-49.
- [24] Coleman R G. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? [M]. Berlin: Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1977:17-95.
- [25] Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [C]//Henderson P. *Rare Earth Element Geochemistry*. New York: Elsevier, 1984:63-114.
- [26] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J. *Magmatism in the ocean basins*. London: Geological Society of London, Special Publication, 1989, 42:313-345.
- [27] White W M. Geochemistry [J/OL]. [2006-11-24]. <http://www.imwa.info/Geochem/Chapters.HTML>. an on-line textbook. Chapter 7.
- [28] Munker C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques [J]. *Chemical Geology*, 1998, 144:23-45.
- [29] Williams I S, Claeson 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 [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987, 97:205-217.
- [30] Compston W, Williams I S, Kirschbink J L. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale [J]. *J. Geol. Soc.*, 1992, 149:171-184.
- [31] 刘教一, 简平, 张旗, 等. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年: 早古生代洋壳消减的证据 [J]. *地质学报*, 2003, 77(3):317-327.
- [32] 贾大成. 吉林省中部地区古板块构造格局的探讨 [J]. *吉林地质*, 1988, (3):58-63.