文章编号：1004—5589（2017）02—0495—12

黑龙江佳木斯地区羊鼻山BIF型铁矿床的形成时代及地质意义

赖科[1]，任云生[1]，郝宇杰[1]，孙琦[1]，刘军[2]，李俊英[3]

1. 吉林大学 地球科学学院，长春 130061；
2. 黑龙江建龙钢铁有限公司，黑龙江 双鸭山 155126；
3. 河北省地矿局 第十一地质大队，河北 邢台 054000

摘要：羊鼻山铁矿位于佳木斯地块中部，铁建造主要产于兴东群大盘道组第一岩段，含铁建造为一套由石榴石云母石英片岩、矽线石黑云母石英片岩和片麻岩等组成的孔兹岩系，其原岩形成于浅海陆棚沉积环境。矿石中金属矿物主要为磁铁矿，并被少量后期黄铁矿交代，非金属矿物主要为石英与矽线石，二者均呈定向排列，矿石构造以条带状构造为主，少量呈块状构造。据成矿地质条件和矿床特征，结合区域矿床对比研究，认为羊鼻山铁矿成因属BIF型，初步划归Superior型。含铁建造中矽线石黑云母石英片岩中碎屑锆石U-Pb年龄可分为4组，分别为1 006～1 212 Ma、1 238～1 480 Ma、1 521～1 742 Ma以及>1 800 Ma，据最小年龄可推断羊鼻山铁矿含铁建造的沉积上限年龄为1 006 Ma；1 238～1 480 Ma年龄组丰度最大，反映铁建造与围岩的剥蚀区岩石以中元古界岩浆岩为主；而最大年龄组中的2 672 Ma与2 711 Ma样品为佳木斯地块最古老的锆石之一，说明佳木斯地块存在太古代结晶基底。结合同样被认为是佳木斯地块结晶基底的麻山群近期年代学研究结果，认为兴东群应为麻山群的下伏地层。

关键词：碎屑锆石U-Pb测年；BIF型铁矿；孔兹岩系；羊鼻山铁矿；佳木斯地块

中图分类号：P618.31；P597　　**文献标识码**：A　　**doi**：10.3969/j.issn.1004-5589.2017.02.016

Formation age and geological significance of Yangbishan BIF type iron deposit in Jiamusi area, Heilongjiang

LAI Ke[1], REN Yun-sheng[1], HAO Yu-jie[1], SUN Qi[1], LIU Jun[2], LI Jun-ying[3]

1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China;
2. Heilongjiang Jianlong Steel Co. Ltd., Shuangyashan 155126, Heilongjiang, China;
3. No. 11 Geological Brigade of Hebei Geology and Mineral Exploration Bureau, Xingtai 054000, Hebei, China

Abstract: Yangbishan iron deposit in Heilongjiang is located in the middle of Jiamusi Massif. The iron formation belongs mainly to the first segment of Dapandao Formation of Xingdong Group. The iron formation is composed of garnet-mica-quartz schist, sillimanite-biotite-quartz schist and gneiss, indicating that it can be classified as the khondalite series. The protolith of khondalite series reflect its neritic shelf sedimentary setting. The magnetite is the main metal mineral in ore, of which a minor amount was replaced by late pyrite. Quartz and sillimanite are the main nonmetallic minerals and both are in orientational arrangement. The iron ores in the Yangbishan deposit is

收稿日期：2016-08-02；**改回日期**：2017-01-11
基金项目：国家重点基础研究发展计划（“973”计划）项目（2013CB429802）；国家自然科学基金资助项目（41272094）联合赞助.
通讯作者：任云生（1969-），男，教授，博士生导师，主要从事矿床学的教学与研究工作. E-mail：renys@jlu.edu.cn

predominantly banded, with minor massive. According to ore-forming geological condition and deposit characteristics, the Yangbishan ore deposit can be defined as Superior-type BIF. LA-ICP-MS U-Pb dating has been carried for detrital zircon grains from the ore-hosting sillimanite-biotite-quartz schist. The dating results can be listed as four groups, 1 006 ~ 1 212 Ma, 1 238 ~ 1 480 Ma, 1 521 ~ 1 742 Ma and >1 800 Ma, respectively. The age of 1 006 ~ 1 212 Ma, the minimum age group, determines the sedimentary age of iron formation in Yangbishan iron deposit. The major age group (1 238 ~ 1 480 Ma) reflects the main rocks in erosion area are Mesoproterozoic magmatic rocks. While the two oldest zircons (2 672 Ma, 2 711 Ma) hold the conclusion that there developed the Archean crystalline basement in Jiamusi Massif. Combined with the previous research results of Mashan Group, it is concluded that the Xiongdong Group is the underlying strata of the Mashan Group in Jiamusi area.

Key words: detrital zircon U-Pb dating; BIF type iron deposit; khondalite series; Yangbishan iron deposit; Jiamusi Massif

0 引言

沉积变质型铁矿床（简称 BIF 型铁矿）是指形成于前寒武纪的海相化学沉积岩[1]，当铁含量达到工业品位时便成为 BIF 铁矿床。根据 BIF 型铁矿的地质环境、岩石组合与矿化特征，又可分为 Algoma 型和 Superior 型[2]。其中 Algoma 型规模相对较小，通常形成于岛弧、弧后盆地或克拉通内裂谷带等深水海洋环境中，与海底火山活动关系密切；而 Superior 型规模相对较大，一般形成于被动大陆架等较浅的海洋环境且与沉积作用密切相关，不含或含有极少量的火山岩[2,3]。

位于黑龙江省双鸭山市西南部的羊鼻山大型铁钨矿床，一直被认为是佳木斯地块上的一个代表性沉积变质型铁矿。但前人对该矿床的研究程度较低，且主要集中在地质特征、控矿构造、含矿层位及矿床类型等方面[4,5]，缺乏其形成时代及构造背景等方面的研究。本文选取羊鼻山条带状铁矿赋矿层位的岩石，在岩相学分析基础上，通过碎屑锆石的 U-Pb 同位素测年，确定含铁建造的沉积时代和变质时代，进而厘定该矿床的形成时代，为矿床成因准确确定和成矿规律研究奠定基础。

1 矿床地质特征及成因

羊鼻山矿床的大地构造位置位于兴凯—布列亚地块佳木斯隆起带中部。矿区内基底地层为兴东群大盘道组变质岩系，盖层为下白垩统穆棱组（K_1m）的煤系地层、城子河组（K_1c）和新近系中新统宁安玄武岩（$N\beta n$）（图 1A）。其中，大盘道组变质岩系与铁矿化时空关系密切，自下而上可进一步划分为 4 个岩性段：第一岩段主要由石榴石云母石英片岩、黑云母矽线石石英片岩和片麻岩组成，片岩中赋存有磁铁石英岩；第二岩段由大理岩和片岩组成，并赋存有晶质石墨矿层；第三岩段主要由片麻岩和矽线云母石英片岩组成，夹有磁铁矿层；第四岩段由片岩、片麻岩和大理岩组成。该组原岩以灰岩、白云岩沉积为主，间有泥质岩、粉砂岩、酸性凝灰岩及铁硅质页岩。

本区共发现 14 条磁铁矿体，主要赋存在兴东群大盘组的第一岩段内，均呈层状或似层状产出，走向 320° ~ 340°，倾向南西，倾角 60° ~ 85°，一般长 400 ~ 1 600 m。规模最大的Ⅰ号矿体长 2 169 m。矿体平均厚度 7.04 ~ 11.18 m，最大厚度 28.40 m[4]（图 1B）。

矿石主要为深灰色条带状磁铁石英岩，以条带状矿石为主，部分呈块状构造。条带状矿石具明暗相间、宽 0.8 ~ 3 mm 的条带，暗色条带约占总体积的 60% ~ 70%，部分条带发生微弯曲变形（图 2A）。显微镜下观察，矿石岩性与矽线石黑云母石英片岩相同，暗色条带主要为磁铁矿与黑云母，其中磁铁矿粒径约 50 ~ 500 μm，半自形-他形结构，可见磁铁矿被少量后期黄铁矿交代；浅色条带则主要为石英和矽线石，矽线石约占白色条带的 40% ~ 45%，并呈竹节状或呈毛发状定向排列，方向与条带平行，可见矽线石及解理中含有磁铁矿包体（图 2B）。矿石中主要金属矿物为磁铁矿与少量黄铁矿，磁铁矿大多具定向排列（图 2C），部分磁铁矿呈浸染状分布（图 2D）或被少量黄铁矿交代（图 2E）。

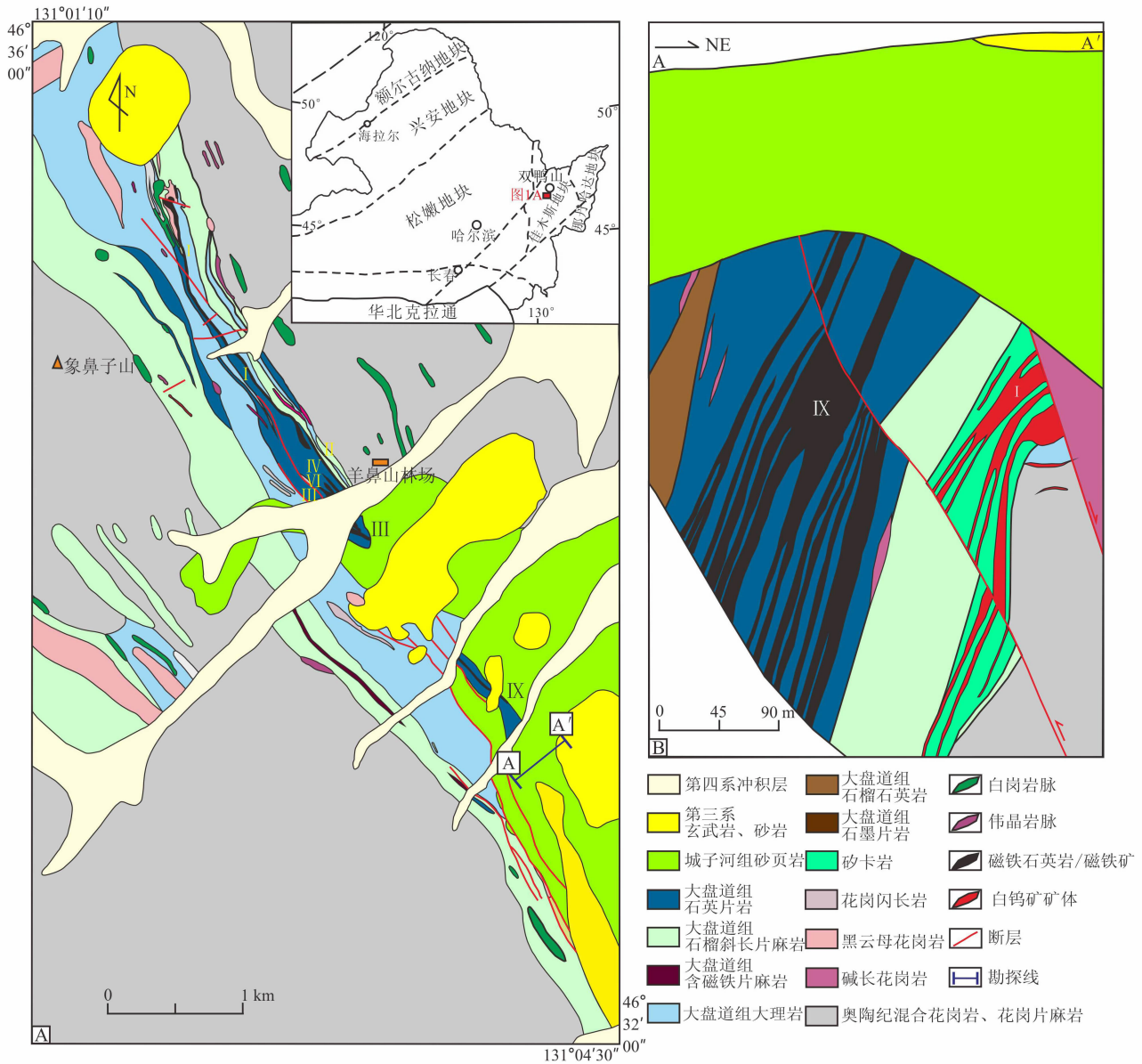


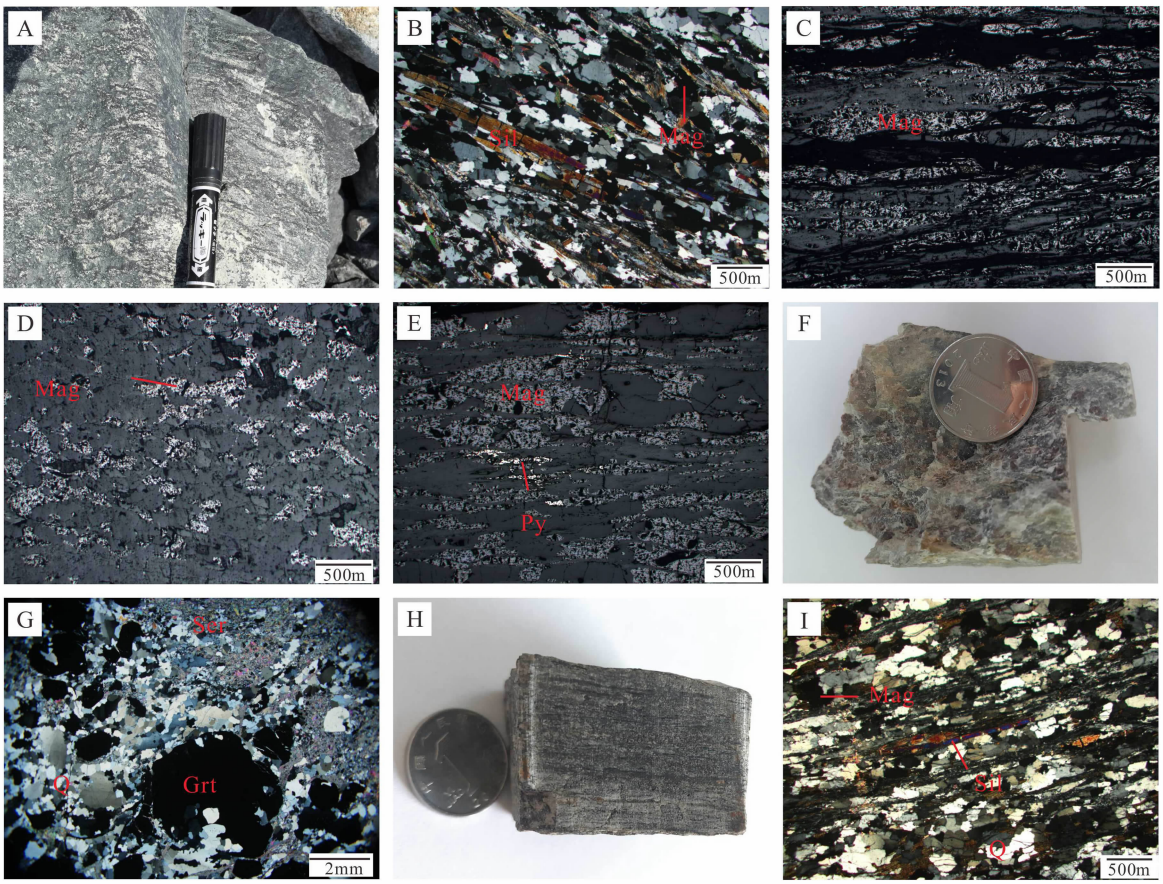
图 1　羊鼻山铁钨矿矿区地质图和 A–A’ 勘探线剖面图[6]

Fig. 1　Geologic map of Yangbishan Fe–Wu deposit and section map of A–A’ exploration line

绢云母石榴石石英片岩与矽线石黑云母石英片岩为大盘道组变质地层中与铁矿密切相关的围岩。其中，绢云母石榴石英片岩主要成分为石榴石（30% ~ 40%）、石英（50% ~ 55%）、绢云母（15% ~20%），粗粒变晶结构、包含结构，块状构造，石榴石裂理发育，并包含石英颗粒，粒径 1 ~4 mm 不等，具微定向排列；绢云母多呈隐晶质鳞片状集合体沿矿物颗粒边缘连续分布，少部分则呈细小鳞片状分布于绢云母集合体中（图 2F，G）。矽线石黑云母石英片岩为细粒变晶结构，片状构造，主要由黑云母（35% ~ 40%）、石英（50% ~55%）、矽线石（5% ~10%）及微量磁铁矿构成。其中黑云母多呈片状沿矿物颗粒之间定向排列，与片理方向一致；矽线石则呈竹节状或毛发状沿矿物颗粒之间定向排列，亦与片理方向一致；磁铁矿包体呈半自形–他形粒状零星分布于岩石中（图 2H，I）。

表 1 为羊鼻山矿床与吉黑东部地区其他铁矿床

地质特征的对比，根据矿体、矿石类型、赋矿地层及晚期热液蚀变判断，羊鼻山矿床存在两期成矿作用，分别为沉积变质型与接触交代型。



A. 条带状铁矿石；B. 铁矿石中呈竹节状的矽线石（正交偏光）；C. 呈条带状构造的磁铁矿（反射光）；D. 呈浸染状的磁铁矿（反射光）；E. 被后期黄铁矿交代的磁铁矿（反射光）；F. 绢云母石榴石石英片岩；G. 具包含结构的绢云母石榴石石英片岩（正交偏光）；H. 矽线石黑云母石英片岩；I. 矽线石黑云母石英片岩中的磁铁矿包体（正交偏光）.

矿物代号：Q. 石英；Ser. 绢云母；Grt. 石榴子石；Sil. 矽线石；Mag. 磁铁矿；Py. 黄铁矿.

图 2 羊鼻山矿床赋矿围岩与铁矿石的岩相学和矿相学特征

Fig. 2 Petrographical and mineralographical characteristics of iron ores and wall rocks in Yangbishan deposit

2 样品采集与测试方法

本次研究选择采自羊鼻山矿区平硐 50 m 中段磁铁矿主矿体周围的大盘道组变质地层为研究的主要对象，所取样品主要为绢云母石榴石石英片岩与矽线石黑云母石英片岩，与矿体产状相同。锆石 U-Pb 年代学测试则选取紧靠矿体的矽线石黑云母石英片岩作为测试对象，限定羊鼻山条带状磁铁矿形成时代。

锆石分选、制靶与 CL 图像采集由河北省廊坊诚信地质服务有限公司完成；LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试在吉林大学大学东北亚矿产资源评价国土资源部重点实验室完成。激光剥蚀使用德国相干公司（Coherent）COMPExPro 型 ArF 准分子激光器，质谱仪为美国安捷伦公司 7500A 型四极杆等离子质谱。激光条件为：激光束斑直径 32 μm，激光能量密度 10 J/cm^2，剥蚀频率 8 Hz。剥蚀样品前首先采集 30 s 的空白，随后进行 30 s 的样品剥蚀，剥蚀完成后进行 2 min 的样品池冲洗。载气使用高纯度 He 气，气流量为 600 mL/min；辅助气为 Ar 气，气流量为 1.15 L/min。对于不用同位素的采集时间，^{204}Pb、^{206}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb 为 20 ms，

表 1　羊鼻山矿床与吉黑东部地区其它铁矿矿床特征对比表

Table 1　Contrast of deposit characteristics between Yangbishan deposit and other deposits within eastern Jinlin and Heilongjiang provinces

矿床名称		羊鼻山	东风山	塔东
矿床规模		大型	中型	大型
赋矿地层	侵入岩	泛非期混合花岗岩	元古代混合花岗岩、加里东期黑云母花岗岩	华力西早期英云闪长岩
	地层名称	兴东群大盘道组	东风山群亮子河组	塔东群拉拉沟组
	岩石类型	石榴石云母石英片岩、黑云母矽线石石英片岩、大理岩、矽线云母石英片岩	大理岩、石墨片岩、变粒岩绢云母石英片岩、二长石英片岩	由黑云母、透辉石、斜长石组成的变粒岩和片麻岩
	原　岩	灰岩、白云岩、泥质岩、粉砂岩、酸性凝灰岩、铁硅质页岩	细碎屑岩、大理岩、中酸性凝灰岩	中基性凝灰岩-凝灰质粉砂岩-钙质页岩沉积建造
	变质相	角闪岩相	角闪岩相	角闪岩相
围岩蚀变		矽卡岩化、硅化、高岭土化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化、萤石化	硅化、绢云母化、绿泥石化	
矿体类型		层状、似层状、脉状	似层状、脉状、鞍状	层状、似层状、透镜状
矿石构造		浸染状、条带状、块状、脉状	浸染状、条带状、块状、皱纹状	条带状、纹层状、浸染状
矿石矿物组合		磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、白钨矿、矽线石、石榴石、石英、黑云母	磁黄铁矿、磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿、毒砂、辉钴矿、红砷镍矿、镍黄铁矿、铁闪石、石榴石、石英	磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、磷灰石、角闪石、斜长石、黑云母、石榴石
资料来源		本文	文献［7］	文献［8，9］

^{232}Th、^{238}U 为 15 ms，^{49}Ti 为 20 ms，其余元素为 6 ms。使用标准锆石 91500（1 062 Ma）作为外标进行同位素比值校正，标准锆石 PLE/GJ-1/Qing Hu 为监控盲样。元素含量以国际标样 NIST610 为外标，Si 为内标元素进行计算，NIST612 和 NIST614 为监控盲样。使用 Glitter 软件进行同位素比值及元素含量的计算。谐和年龄及图像使用 Isoplot/Ex（3.0）给出[10]。普通铅校正使用[11]给出的程序计算。分析数据及锆石 U-Pb 谐和图给出误差为 1σ，表示 95% 的置信度。

3　测试结果

矽线石黑云母石英片岩中的锆石无色透明，多数呈次棱角状或棱角状，反映物源区可能距沉积区较近，且在搬运过程中受到一定程度的磨蚀；部分锆石呈磨圆状，则可能的物源区距沉积区较远，锆石受磨蚀严重。锆石长约 70 ~ 120 μm，长宽比约 1.5 ~ 3.0，少数长宽比 < 1.5 或 > 3，表面洁净、光滑。阴极发光 CL 图像显示这些锆石多发育震荡环带，主体显示为岩浆成因；部分锆石显示昏暗色调，具弱分带或面状分带，可能是受后期重结晶作用影响所致（图 3）。

60 粒锆石样品的 LA-ICP-MS 的测年结果列于表 2，图 4 为所有样品的年龄谐和图与频数分布图。可见所测锆石中，仅一个样品存在铅丢失，其他样品均为谐和年龄。样品点年龄较为分散，根据碎屑锆石年龄及其频率分布，可将所获年龄大致分为 4 组，第一组 12 个点，占所测样品的 20.3%，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄集中在 1 006 ~ 1 212 Ma，具有两组峰期年龄值，分别为 1 010 Ma、1 190 Ma，锆石

CL 具清晰岩浆震荡环带，Th/U 值为 0.18 ~ 0.76，平均值为 0.42，除一个样品点存在铅丢失外，其他样品点谐和度均较高；第二组年龄共计 35 个点，占所测样品的 59.3%，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄集中在 1 238 ~ 1 480 Ma，峰期年龄值为 1 397 Ma，Th/U 值为 0.07 ~ 0.97，平均值为 0.50，谐和度较高，其中仅有一个样品点 Th/U < 0.1，但该粒锆石具明显岩浆震荡环带，应为岩浆成因锆石；第三组年龄共计 8 个点，占所测样品的 13.6%，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄集中在 1 521 ~ 1 742 Ma，峰期年龄值为 1 650 Ma，Th/U 值为 0.16 ~ 0.90，平均值为 0.68，协和度较高；第四组年龄有 4 个点，年龄值较大且分布较为分散，分别为 1 858 Ma、1 986 Ma、2 672 Ma、2 711 Ma，Th/U 值为 0.34 ~ 1.57。上述 59 个样品点 CL 图像均具有明显岩浆震荡环带，结合高 Th/U，故均为岩浆锆石。除此 59 粒岩浆锆石外，存在 1 粒 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄较小的锆石（507 Ma），该粒锆石具明显变质增生边，且 Th/U 值 < 0.1，为 0.09，具变质锆石明显特征。

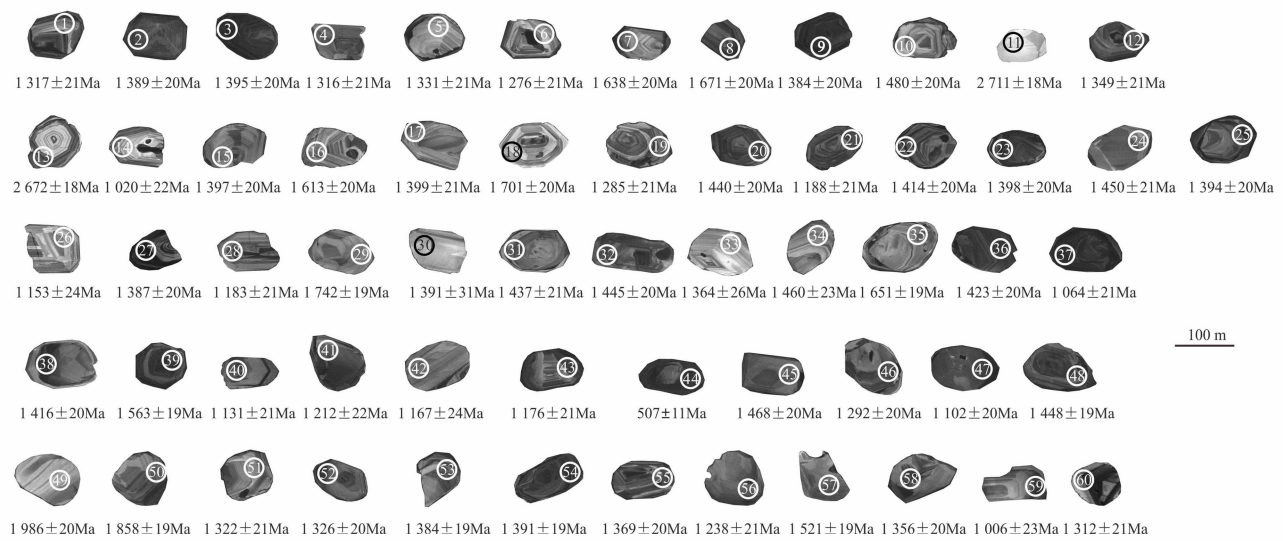


图 3　羊鼻山矿床矽线石黑云母石英片岩中锆石的 CL 图像

Fig. 3　CL images of zircon grains from sillimanite-biotite-quartz schist in Yangbishan deposit

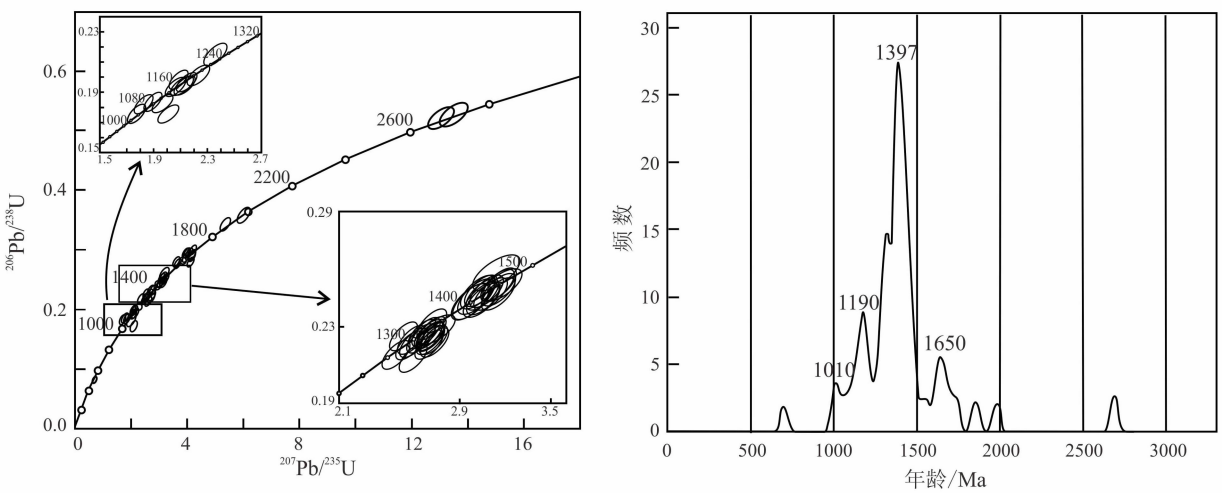


图 4　矽线石黑云母石英片岩锆石年龄谐和图与频数分布图

Fig. 4　Concordia diagram and relative probability plot of zircon from sillimanite-biotite-quartz schist

表 2　羊鼻山矽线石黑云母石英片岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年结果表

Table 2　LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of sillimanite-biotite-quartz schist in Yangbishan deposit

测点	Th	U	Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma					
	$w_B/10^{-6}$			$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
YB-1	115.45	165.07	0.699 400 254	0.085 07	0.001 76	2.656 54	0.062 38	0.226 53	0.005 26	1 317	21	1 316	17	1 316	28
YB-2	137.14	364.10	0.376 654 765	0.088 31	0.001 76	2.948 22	0.067 36	0.242 17	0.005 61	1 389	20	1 394	17	1 398	29
YB-3	156.28	867.74	0.180 100 030	0.088 59	0.001 75	2.696 66	0.061 24	0.220 80	0.005 11	1 395	20	1 328	17	1 286	27
YB-4	131.29	199.06	0.659 549 884	0.085 01	0.001 76	2.597 06	0.060 98	0.221 61	0.005 15	1 316	21	1 300	17	1 290	27
YB-5	76.96	114.57	0.671 729 074	0.085 67	0.001 83	2.644 89	0.063 57	0.223 94	0.005 22	1 331	21	1 313	18	1 303	27
YB-6	54.63	205.73	0.265 542 216	0.083 29	0.001 81	2.010 59	0.049 01	0.175 10	0.004 08	1 276	21	1 119	17	1 040	22
YB-7	125.86	160.14	0.785 937 305	0.100 77	0.002 14	4.019 76	0.096 13	0.289 35	0.006 75	1 638	20	1 638	19	1 638	34
YB-8	132.47	209.10	0.633 524 629	0.102 55	0.002 08	4.191 02	0.096 92	0.296 42	0.006 88	1 671	20	1 672	19	1 674	34
YB-9	328.97	920.83	0.357 253 782	0.088 09	0.001 75	2.591 88	0.059 00	0.213 41	0.004 94	1 384	20	1 298	17	1 247	26
YB-10	104.86	122.78	0.854 047 891	0.092 63	0.001 95	3.155 25	0.075 18	0.247 07	0.005 75	1 480	20	1 446	18	1 423	30
YB-11	12.50	30.23	0.413 496 527	0.186 42	0.004 10	13.511 23	0.333 42	0.525 67	0.012 50	2 711	18	2 716	23	2 723	53
YB-12	139.34	219.78	0.633 997 634	0.086 48	0.001 77	2.697 94	0.062 90	0.226 26	0.005 25	1 349	21	1 328	17	1 315	28
YB-13	40.95	121.02	0.338 373 823	0.182 10	0.003 72	13.087 24	0.304 74	0.521 24	0.012 16	2 672	18	2 686	22	2 704	52
YB-14	83.73	209.88	0.398 942 253	0.073 23	0.001 56	1.773 65	0.042 50	0.175 66	0.004 08	1 020	22	1 036	16	1 043	22
YB-15	108.46	231.34	0.468 833 751	0.088 66	0.001 83	2.994 80	0.070 11	0.244 98	0.005 68	1 397	20	1 406	18	1 413	29
YB-16	99.28	109.60	0.905 839 416	0.099 38	0.002 11	3.993 50	0.095 82	0.291 43	0.006 79	1 613	20	1 633	19	1 649	34
YB-17	96.64	168.37	0.573 973 986	0.088 74	0.001 88	2.961 45	0.070 80	0.242 01	0.005 63	1 399	21	1 398	18	1 397	29
YB-18	55.21	93.00	0.593 655 914	0.104 25	0.002 22	4.218 83	0.101 24	0.293 48	0.006 84	1 701	20	1 678	20	1 659	34
YB-19	195.91	242.71	0.807 177 290	0.083 69	0.001 75	2.483 08	0.058 75	0.215 16	0.004 99	1 285	21	1 267	17	1 256	26
YB-20	225.83	270.07	0.836 190 617	0.090 68	0.001 84	3.058 04	0.070 87	0.244 56	0.005 66	1 440	20	1 422	18	1 410	29
YB-21	149.46	234.98	0.636 054 132	0.079 63	0.001 67	2.360 30	0.055 99	0.214 95	0.004 99	1 188	21	1 231	17	1 255	26
YB-22	107.61	286.81	0.375 196 123	0.089 44	0.001 81	3.049 89	0.070 60	0.247 27	0.005 72	1 414	20	1 420	18	1 424	30
YB-23	260.61	489.50	0.532 400 409	0.088 73	0.001 77	2.730 96	0.062 58	0.223 18	0.005 16	1 398	20	1 337	17	1 299	27
YB-24	50.23	96.57	0.520 140 830	0.091 18	0.001 95	3.104 03	0.074 79	0.246 85	0.005 74	1 450	21	1 434	19	1 422	30
YB-25	99.00	288.27	0.343 428 036	0.088 54	0.001 81	2.723 05	0.063 33	0.223 01	0.005 16	1 394	20	1 335	17	1 298	27
YB-26	33.13	101.91	0.325 090 766	0.078 23	0.001 98	1.967 76	0.052 33	0.182 39	0.004 09	1 153	24	1 105	18	1 080	22
YB-27	35.37	505.32	0.069 995 251	0.088 20	0.001 86	2.710 90	0.062 01	0.222 87	0.004 91	1 387	20	1 331	17	1 297	26
YB-28	50.50	189.76	0.266 125 632	0.079 43	0.001 81	2.130 57	0.051 94	0.194 50	0.004 32	1 183	21	1 159	17	1 146	23
YB-29	88.33	114.19	0.773 535 336	0.106 62	0.002 35	4.162 22	0.098 59	0.283 08	0.006 29	1 742	19	1 667	19	1 607	32
YB-30	23.73	35.35	0.671 287 129	0.088 37	0.002 86	3.142 77	0.104 09	0.257 90	0.006 08	1 391	31	1 443	26	1 479	31

续表 2

测点	Th	U	Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma					
	$w_B/10^{-6}$			$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
YB-31	39.50	182.13	0.216 878 054	0.090 55	0.002 11	3.037 40	0.075 28	0.243 25	0.005 42	1 437	21	1 417	19	1 404	28
YB-32	103.77	233.97	0.443 518 400	0.090 92	0.001 94	3.150 80	0.072 39	0.251 30	0.005 54	1 445	20	1 445	18	1 445	29
YB-33	54.10	62.99	0.858 866 487	0.087 15	0.002 43	2.745 64	0.079 40	0.228 47	0.005 22	1 364	26	1 341	22	1 326	27
YB-34	48.73	66.99	0.727 422 003	0.091 66	0.002 33	3.178 04	0.084 68	0.251 44	0.005 68	1 460	23	1 452	21	1 446	29
YB-35	121.47	158.18	0.767 922 620	0.101 48	0.002 17	4.112 97	0.094 73	0.293 92	0.006 49	1 651	19	1 657	19	1 661	32
YB-36	89.90	268.85	0.334 387 205	0.089 86	0.001 93	3.075 91	0.070 96	0.248 24	0.005 47	1 423	20	1 427	18	1 429	28
YB-37	96.18	533.14	0.180 402 896	0.074 84	0.001 58	1.894 95	0.043 22	0.183 63	0.004 04	1 064	21	1 079	15	1 087	22
YB-38	91.00	340.22	0.267 473 987	0.089 54	0.001 88	2.734 64	0.061 89	0.221 49	0.004 87	1 416	20	1 338	17	1 290	26
YB-39	237.46	296.80	0.800 067 385	0.096 76	0.002 02	3.658 23	0.082 29	0.274 18	0.006 03	1 563	19	1 562	18	1 562	31
YB-40	86.64	174.04	0.497 816 594	0.077 37	0.001 75	2.063 10	0.049 79	0.193 40	0.004 28	1 131	21	1 137	17	1 140	23
YB-41	122.37	176.00	0.695 284 091	0.080 60	0.001 91	2.233 91	0.055 93	0.201 02	0.004 47	1 212	22	1 192	18	1 181	24
YB-42	31.86	102.13	0.311 955 351	0.078 78	0.001 99	2.110 58	0.055 82	0.194 29	0.004 35	1 167	24	1 152	18	1 145	23
YB-43	48.24	195.27	0.247 042 556	0.079 16	0.001 74	2.145 75	0.050 27	0.196 59	0.004 33	1 176	21	1 164	16	1 157	23
YB-44	34.55	401.11	0.086 135 973	0.062 56	0.001 58	0.705 38	0.018 49	0.081 80	0.001 80	693	25	542	11	507	11
YB-45	55.51	154.95	0.358 244 595	0.092 02	0.002 01	3.158 03	0.073 55	0.248 89	0.005 49	1 468	20	1 447	18	1 433	28
YB-46	121.48	287.13	0.423 083 621	0.083 98	0.001 76	2.579 31	0.058 04	0.222 74	0.004 89	1 292	20	1 295	16	1 296	26
YB-47	172.29	350.71	0.491 260 586	0.076 27	0.001 59	2.086 60	0.046 71	0.198 41	0.004 35	1 102	20	1 144	15	1 167	23
YB-48	86.84	211.78	0.410 048 163	0.091 08	0.001 92	3.165 43	0.071 42	0.252 07	0.005 54	1 448	19	1 449	17	1 449	29
YB-49	29.19	40.32	0.723 958 333	0.122 00	0.002 92	6.017 25	0.151 55	0.357 70	0.008 07	1 986	20	1 978	22	1 971	38
YB-50	114.12	72.78	1.568 013 190	0.113 61	0.002 48	5.363 95	0.124 99	0.342 41	0.007 59	1 858	19	1 879	20	1 898	36
YB-51	111.56	162.99	0.684 459 169	0.085 28	0.002 02	2.717 48	0.067 57	0.231 09	0.005 13	1 322	21	1 333	18	1 340	27
YB-52	83.71	219.84	0.380 776 929	0.085 48	0.001 78	2.675 14	0.059 74	0.226 97	0.004 97	1 326	20	1 322	17	1 319	26
YB-53	154.15	252.93	0.609 457 162	0.088 06	0.001 84	3.004 28	0.067 07	0.247 42	0.005 42	1 384	19	1 409	17	1 425	28
YB-54	90.87	347.11	0.261 790 211	0.088 37	0.001 78	3.031 18	0.065 70	0.248 75	0.005 43	1 391	19	1 416	17	1 432	28
YB-55	257.19	263.96	0.974 352 175	0.087 37	0.001 89	2.705 20	0.062 18	0.224 54	0.004 93	1 369	20	1 330	17	1 306	26
YB-56	109.66	187.36	0.585 290 350	0.081 70	0.001 88	2.530 50	0.061 18	0.224 62	0.004 96	1 238	21	1 281	18	1 306	26
YB-57	24.15	145.91	0.165 512 987	0.094 63	0.002 03	3.621 23	0.082 51	0.277 52	0.006 10	1 521	19	1 554	18	1 579	31
YB-58	108.68	216.39	0.502 241 324	0.086 80	0.001 86	2.721 70	0.061 87	0.227 39	0.004 99	1 356	20	1 334	17	1 321	26
YB-59	127.22	166.31	0.764 957 008	0.072 71	0.001 79	1.825 21	0.046 76	0.182 05	0.004 04	1 006	23	1 055	17	1 078	23
YB-60	57.76	199.46	0.289 581 871	0.084 83	0.001 95	2.573 43	0.062 06	0.220 00	0.004 86	1 312	21	1 293	18	1 282	26

4　讨论

4.1　矿床类型与成矿时代

孔兹岩系是由一套含石墨富铝的片岩、片麻岩同时夹有大理岩和石英岩组成的变质沉积岩组合。姜继圣[12]根据孔兹岩系中由泥质岩石、石墨片岩及大理岩所反映出来的组合关系，认为孔兹岩系的原岩是一套较稳定构造条件下的浅海陆棚沉积物。兴东群大盘道组为该铁矿赋矿地层，为一套大理岩夹石英片岩、片麻岩变质岩系，且赋存有晶质石墨矿层[13]，其中的矽线石黑云母石英片岩与绢云母石榴石石英岩为羊鼻山铁矿主要赋矿围岩，该围岩的岩性符合孔兹岩特征，故可将本区大盘道组变质岩系归为孔兹岩系，反映羊鼻山铁矿原始铁建造沉积的环境为浅海陆棚环境[12]，铁建造的形成与沉积作用密切相关。一般而言，Superior 型铁矿与沉积岩类密切共生，主要形成于被动大陆架等稳定构造环境下的浅海环境[14]，因此本文将羊鼻山 BIF 型铁矿初步划归为 Superior 型。

本次研究对羊鼻山铁矿的赋矿围岩（矽线石黑云母石英片岩）的 60 粒锆石进行测年，谐和年龄主要分布在 4 个区间。其中最年轻的一组对限定羊鼻山铁矿的沉积年龄有着重要意义，其年龄区间为 1 006 ~ 1 212 Ma，峰期年龄值为 1 190 Ma，且均为谐和年龄，同时该组年龄碎屑锆石均发育明显岩浆震荡环带和高 Th/U 值（0.18 ~ 0.76，平均 >0.4），具典型岩浆锆石特点，表明羊鼻山铁矿主体的沉积时代应在 1 190 Ma ±，而 1 006 Ma 则代表其沉积的下限年龄。沉积变质型铁矿主体在沉积阶段已基本形成，但角闪岩相至麻粒岩相变质作用可使铁明显加富[1,15]。本次测试的 60 个样品中仅出现一粒变质锆石，可能是由于本区的区域变质温度仅局部达到锆石重结晶的温度，但亦能印证本区在 507 Ma ± 发生的变质事件。结合区域上佳木斯地块整体受到的 500 Ma ± 的泛非期构造热事件作用影响[16-18]，并根据赵华雷[19]在本区所取的广泛分布且与钨矿成矿时空关系密切的 507 Ma 片麻状混合花岗岩，羊鼻山铁矿的变质成矿阶段应在 500 Ma ±。综上，羊鼻山铁矿的沉积时代应为中元古代前后（1 006 Ma 之前），并于早奥陶世至晚寒武世受泛非构造热事件影响，使矿体进一步加富。

4.2　佳木斯地区变质地层的形成时代、成矿潜力及地质意义

中国东北地区被认为是由多个微小陆块组成，构造单元从西到东主要包括额尔古纳、兴安、松辽、佳木斯—兴凯及那丹哈达地块[20-23]。而佳木斯地块被认为是东北地区最古老的陆块之一，佳木斯地块广泛出露的麻山群和兴东群被认为是该地块的古老结晶基底[13]。兴东群与麻山群的关系一直是个争论不休的话题：有的学者根据所测变质年龄的不同（麻山群为 2 539 Ma；兴东群为 1 705 Ma），认为麻山群为兴东群的下伏地层[13]；而有的学者根据二者的原岩建造、变质作用和地化特征等将二者并为一体[24]。从上述观点来看，早期运用的测试方法获得的佳木斯地块地质时代（地质事件）的年龄普遍偏老。究其原因，紫苏辉石经常受到周围富钾矿物过剩氩的影响[25]，该矿物不适合用于高级变质岩的 Ar-Ar 定年，因此 2 539 Ma 的紫苏辉石 Ar-Ar 年龄并不可靠[17]；黄映聪[24]的结论则缺乏兴东群原岩的年龄，仅靠地球化学特征认为二者原岩为同一整体，值得进一步研究。

近年来，随着同位素测年技术的进步，离子探针（SHRIMP）和激光探针（LA-ICP-MS）锆石定年被认为是目前最为准确的测年方法，且锆石 U-Pb 体系是目前已知矿物同位素体系中封闭温度最高的，是确定各种高级变质作用峰期年龄和岩浆岩结晶年龄的理想对象[26]。因此，本次研究采用的 LA-ICP-MS 锆石定年能够更为准确地反映佳木斯地块的地质年龄。本次锆石测年结果较为分散，涵盖了从中元古代至新太古代的年龄值，共分为 4 个区间：最小年龄组（1 006 ~ 1 212 Ma）反映了兴东群原岩主体的沉积时代，其中 1 190 Ma 的峰期年龄值表明兴东群原岩主体的沉积时代为中元古代，最小年龄值 1 006 Ma 限定了兴东群原岩沉积的年龄下限（中元古代晚期）；丰度最高的年龄组（1 238 ~ 1 480 Ma）则反映剥蚀区的岩石以中元古界岩浆岩为主。其余年龄为 1 521 ~ 2 711 Ma，值得强调的是，2 672 Ma 与 2 711 Ma 是迄今为止在佳木斯地块发现的最古老锆石之一[17,27]，这意味着佳木斯地块存在太古代结晶基底，虽然黑台组与二龙山组亦出现了 2 700 ~ 2 800 Ma 的古老锆石[27]，但均出现铅丢失，不能参考。至于兴东群

角闪岩相变质时代，应为500 Ma ± 的泛非期。因此，兴东群为一套沉积于中元古代（1 006 Ma）并受500 Ma ± 泛非期角闪岩相变质作用改造的孔兹岩系。

兴东群主要分布在黑龙江省萝北县、勃利县大盘道、鸡西市大同林场—红星沟、桦南县孟家岗—上腰台、双鸭山市羊鼻山—苗圃及宝清县的金沙河东南等地[13]，其原岩为中元古代浅海陆棚沉积物，较为稳定的构造环境使得成矿元素得以大量沉积，且中-新元古代为中国沉积变质型铁矿主要形成时代之一[28]，同时佳木斯地区广泛发育的泛非构造热运动使成矿元素进一步富集，结合在该群发现了羊鼻山、老柞山、孟家岗及大盘道等十余处铁、金、钨矿床，可认为兴东群为佳木斯地块上铁、金、钨矿床的重要矿源层之一。

从前人的研究结果来看，麻山群原岩沉积于新元古代（700 Ma ± ）且受到500 Ma ± 泛非变质作用改造，并不含任何太古宙成分[17]。该群与兴东群相同，亦为一套孔兹岩系。说明兴东群虽与麻山群同为孔兹岩系，并同时遭受了泛非变质作用影响，但二者并非同一整体，且兴东群顶底不清[13]，难以判断二者空间关系，所以根据本次锆石测年结果可以判定兴东群应为麻山群的下伏地层，这与前人研究结论[13,24]不同。故兴东群应为佳木斯地块上最古老的地层，而非麻山群。据周建波[29]，中国东北地区各个微陆块结晶基底原岩年龄为：额尔古纳地块：漠河杂岩-新元古代（608 Ma）；兴安地块：兴华渡口杂岩-新元古（620 Ma）；松辽地块：早古生代早期（501 Ma）；兴凯地块：虎头杂岩-新元古代（695 Ma）。从这些结果可以看出，作为佳木斯结晶基底的兴东群，其原岩沉积年龄均远远大于中国东北地区其他陆块。综上认为，佳木斯地块应为中国东北地区最古老的地块。

5 结论

（1）羊鼻山铁矿的赋矿围岩为一套孔兹岩系，依据孔兹岩系原岩的沉积环境可推断该矿床铁建造沉积环境为浅海陆棚环境，其成矿与沉积作用密切相关，初步划分为Superior型。

（2）羊鼻山铁建造的沉积变质年龄受本次锆石测年结果约束：年龄最小的碎屑锆石（1 006 Ma）可约束其沉积年龄，结合507 Ma的变质锆石、区域上的泛非期（500 Ma ± ）变质热事件及矿区广泛分布的片麻状花岗岩结晶年龄（507 Ma）判断，含矿岩系的变质时代为早古生代。

（3）兴东群为佳木斯地块上重要的铁、金、钨矿源层之一。本次锆石测年结果可分为4组：1 006 ~ 1 212 Ma、1 238 ~ 1 480 Ma、1 521 ~ 1 742 Ma及1 858 ~ 2 711 Ma。最年轻的中元古代（1 006 Ma）结晶锆石及最古老的太古代（2 711 Ma）结晶锆石年龄均大于麻山群，表明佳木斯地块最古老的结晶基底应为兴东群而非麻山群。

参考文献：

[1] James H L. Sedimentary facies of iron-formation [J]. Economic Geology, 1954, 49 (3): 235-293.

[2] Gross G A. A classification of iron formations based on depositional environments [J]. Canadian Mineralogist, 1980, 18 (2): 215-222.

[3] Gross G A. Tectonic systems and the deposition of iron-formation [J]. Precambrian Research, 1983, 20 (2/4): 171-187.

[4] 张春晓，包杰，胡忠义，等. 镓元素在羊鼻山矿床中的地质特征 [J]. 黑龙江科技信息，2010，26：28-29.
ZHANG Chun-xiao, BAO Jie, HU Zhong-yi, et al. Geologic features of gallium element in Yangbishan deposit [J]. Heilongjiang Science and Technology Information, 2010, 26: 28-29.

[5] 吴佳滨. 黑龙江省佳木斯隆起成矿带沉积变质型铁矿特征及找矿前景 [J]. 科技创业家，2012，23：200.
WU Jia-bin. Features and prospects of sedimentary metamorphic-type iron deposit in mineralization belt within Jiamusi Uplifting, Heilongjiang Province [J]. Technological Pioneers, 2012, 23: 200.

[6] 谭成印. 黑龙江省主要金属矿床构造-成矿系统基本特征：博士学位论文 [D]. 北京：中国地质大学，2009.
TAN Cheng-yin. General characteristics of the tectonic-metallogenic system of main ore deposit in Heilongjiang Province, Northeast China: doctor's degree thesis [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2009.

[7] 王长水，孙福生，王秀华. 黑龙江省前寒武纪基底及金矿成矿系列研究 [J]. 黄金，2007，28 (3)：15-21.
WANG Chang-shui, SUN Fu-sheng, WANG Xiu-hua. A research on the Precambrian basement and gold metallogenic series in Heilongjiang Province [J]. Gold, 2007, 28 (3): 15-21.

[8] 邵建波，张希友，王洪涛，等. 吉林省塔东大型铁矿地球化学特征及黄铁矿 Re-Os 同位素定年 [J]. 地质学报，2014，88（1）：83-98.
SHAO Jian-bo，ZHANG Xi-you，WANG Hong-tao，et al. Geochemistry and pyrite Re-Os dating of the Tadong iron deposit in Jilin Province [J]. Acta Geologica Sinica，2014，88（1）：83-98.

[9] 周静，李本仙，梁一鸿，等. 吉林东部塔东铁矿区雁脖岭岩体和朱敦店岩体的形成时代与构造背景分析 [J]. 世界地质，2016，35（1）：142-152.
ZHOU Jing，LI Ben-xian，LIANG Yi-hong，et al. Formation age and tectonic setting of Yanboling and Zhudundian plutons in Tadong iron deposit，eastern Jilin Province [J]. Global Geology，2016，35（1）：142-152.

[10] Ludwig K R. User's Manual for isoplot 3.0：a geochronological toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley：Berkeley Geochronology Center Special Publication，2003：1-71.

[11] Andersen T，Griffin W L，Pearson N J. Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield：the Hf isotope evidence [J]. Journal of Petrology，2002，43（9）：1725-1747.

[12] 姜继圣. 孔兹岩系及其研究概况 [J]. 长春地质学院学报，1990，20（2）：167-175.
JIANG Ji-sheng. A review of researches in khondalite series [J]. Journal of Changchun University of Earth Science，1990，20（2）：167-175.

[13] 黑龙江省地质矿产局. 黑龙江省区域地质志 [M]. 北京：地质出版社，1993：1-734.
Heilongjiang Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional geology of Heilongjiang Province [M]. Beijing：Geological Publishing House，1993：1-734.

[14] 李延河，侯可军，万德芳，等. Algoma 型和 Superior 型硅铁建造地球化学对比研究 [J]. 岩石学报，2012，28（11）：3513-3519.
LI Yan-he，HOU Ke-jun，WAN De-fang，et al. A compare geochemistry study for Algoma- and Superior-type banded iron formations [J]. Acta Petrologica Sinica，2012，28（11）：3513-3519.

[15] 姚凤良，孙丰月. 矿床学教程 [M]. 北京：地质出版社，2006：1-254.
YAO Feng-liang，SUN Feng-yue. Course of mineral deposit geology [M]. Beijing：Geological Publishing House，2006：1-254.

[16] 周建波，张兴洲，Wilde A S，等. 中国东北 ~500 Ma 泛非期孔兹岩带的确定及其意义 [J]. 岩石学报，2011，27（4）：1235-1245.
ZHOU Jian-bo，ZHANG Xing-zhou，Wilde A S，et al. Confirming of the Heilongjiang ~500 Ma Pan-African khondalite belt and its tectonic implications [J]. Acta Petrologica Sinica，2011，27（4）：1235-1245.

[17] Wilde S A，吴福元，张兴洲. 中国东北麻山杂岩晚泛非期变质的锆石 SHRIMP 年龄证据及全球大陆再造意义 [J]. 地球化学，2001，30（1）：35-50.
Wilde S A，WU Fu-yuan，ZHANG Xing-zhou. The Mashan complex：SHRIMP U-Pb zircon evidence for a Late Pan-African metamorphic event in NE China and its implication for global continental reconstructions [J]. Geochimica，2001，30（1）：35-50.

[18] 董策，周建波. 中国东北地区西部 ~500 Ma 泛非期孔兹岩系地球化学特征及其地质意义 [J]. 岩石学报，2012，28（9）：2866-2878.
DONG Ce，ZHOU Jian-bo. Geochemistry of ~500 Ma Pan-African khondalite series in west of NE China and its tectonic implications [J]. Acta Petrologica Sinica，2012，28（9）：2866-2878.

[19] 赵华雷. 吉黑东部钨矿成因及成矿地球动力学背景：博士学位论文 [D]. 长春：吉林大学，2014.
ZHAO Hua-lei. Ore genesis and geodynamic setting of tungsten deposit in eastern Jilin and Heiongjiang Province：doctor's degree thesis [D]. Changchun：Jilin University，2014.

[20] 金珍花，张守志，赵喜峰. 佳木斯隆起与周缘盆地间边界断裂特征研究 [J]. 世界地质，2013，32（2）：273-278.
JIN Zhen-hua，ZHANG Shou-zhi，ZHAO Xi-feng. Jiamusi uplift and the boundary fractures of characteristics of surrounding basins [J]. Global Geology，2013，32（2）：273-278.

[21] Li J Y. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions：closure of the Paleo-Asian and subduction of the Paleo-Pacific Plate [J]. Journal of Asian Earth Sciences，2006，26：207-224.

[22] Wu F Y，Yang J H，Lo C H. Jiamusi Massif in China：a Jurassic accretionary terrane in the western Pasific [J]. The Island Arc，1990，16：156-172.

[23] Zhou J B，Simon A W，Zhang X Z. The onset of Pacific margin accretion in NE China：evidence from the Heilongjiang high-pressure metamorphic belt [J]. Tectonophysics，1999，478：230-246.

[24] 黄映聪. 佳木斯地块古生代变质作用与构造演化：博士学位论文 [D]. 长春：吉林大学，2009.

HUANG Ying-cong. Paleozoic metamorphism and tectonic evolution of Jiamusi block: doctor's degree thesis [D]. Changchun: Jilin University, 2009.

[25] Faure G. Principles of isotope geology [M]. New York: John Wiley & Sons, 1986: 1-589.

[26] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约 [J]. 科学通报, 2004, 49 (16): 1589-1604.
WU Yuan-bao, ZHENG Yong-fei. Zircon minerageny and its constraints on the explanation of U-Pb age [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49 (16): 1589-1604.

[27] 董策. 佳木斯地块构造演化: 来自晚古生代沉积-火山岩的制约: 博士学位论文 [D]. 长春: 吉林大学, 2013.
DONG Ce. Tectonic evolution of the Jiamusi Massif: constrains from Late Paleozoic sedimentary-volcanic rocks: doctor's degree thesis [D]. Changchun: Jilin University, 2013.

[28] 李厚民, 王登红, 李立兴, 等. 中国铁矿成矿规律及重点矿集区资源潜力分析 [J]. 中国地质, 2012, 39 (3): 559-580.
LI Hou-min, WANG Deng-hong, LI Li-xin, et al. Metallogeny of iron deposits and resource potential of major iron minerogenetic units in China [J]. Geology in China, 2012, 39 (3): 559-580.

[29] 周建波, 曾维顺, 曹嘉麟, 等. 中国东北地区的构造格局与演化: 从500 Ma到180 Ma [J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2012, 42 (5): 1298-1329.
ZHOU Jian-bo, ZENG Wei-shun, CAO Jia-lin, et al. The tectonic framework and evolution of the NE China: from ~500 Ma to ~180 Ma [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2012, 42 (5): 1298-1329.

(上接494页)

[50] Wan X Q, Zhao J, Scott R W, et al. Late Cretaceous stratigraphy, Songliao Basin, NE China: SK1 cores [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 31-43.

[51] 温泉波, 刘永江, 李俊杰, 等. 鸡西、勃利盆地白垩纪砂岩的物源分析及构造意义 [J]. 沉积与特提斯地质, 2008, 28 (3): 52-59.
WEN Quan-bo, LIU Yong-jiang, LI Jun-jie, et al. Provenance analysis and tectonic implications for the Cretaceous sandstones in the Jixi and Boli basins, Heilongjiang [J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2008, 28 (3): 52-59.

[52] Maruyama S, Seno T. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands [J]. Tectonophysics, 1986, 127 (3/4): 305-329.

[53] 莫宣学, 潘桂棠. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束 [J]. 地学前缘, 2006, 13 (6): 43-51.
MO Xuan-xue, PAN Gui-tang. From the Tethys to formation of the Qinghai-Tibet Plateau: constrained by tectono-magmatic events [J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13 (6): 43-51.

[54] 许志琴, 杨经绥, 李化启, 等. 中国大陆印支碰撞造山系及其造山机制 [J]. 岩石学报, 2012, 28 (6): 1697-1709.
XU Zhi-qin, YANG Jing-sui, LI Hua-qi, et al. Indosinian collision-orogenic system of Chinese continent and its orogenic mechanism [J]. Acta Petrologica Sinica, 2012, 28 (6): 1697-1709.