

鲁西韩旺 BIF 铁矿的形成时代

——锆石 SHRIMP U-Pb 定年证据

王宇晴^{1,2)}, 单吉成³⁾, 董春艳^{2)*}, 王世进⁴⁾, 董津蒙⁵⁾, 颀颀强²⁾, 万渝生²⁾

1) 中国地质大学(北京), 地球科学与资源学院, 北京 100083;

2) 中国地质科学院地质研究所, 北京离子探针中心, 北京 100037;

3) 山东省沂源县自然资源局, 山东淄博 256100;

4) 山东省地质调查院, 山东济南 250013;

5) 华北地质勘查局五一四地质大队, 河北承德 067040

摘要: 鲁西地区太古宙表壳岩包括新太古代早期和晚期两期表壳岩, 早期表壳岩主要由变质玄武岩-科马提岩组成, 晚期表壳岩主要由变质火山岩-碎屑沉积岩和 BIF(Banded Iron Formations)组成。韩旺铁矿位于鲁西的西北部, 铁矿区内存在大量变质玄武岩-科马提岩, 早期认为该 BIF 形成于新太古代早期, 而新的研究认为鲁西地区 BIF 都形成于新太古代晚期。本文对韩旺铁矿区内与 BIF 互层的黑云变粒岩和侵入其中的片麻状花岗闪长岩开展锆石 SHRIMP U-Pb 定年, 获得年龄分别为(2529±7) Ma 和(2534±11) Ma。黑云变粒岩和片麻状花岗闪长岩的 TREE、(La/Yb)_N、Eu/Eu* 分别为 76×10⁻⁶、19.8、0.84 和 82.7×10⁻⁶、17.3、1.14, 它们的岩浆锆石的 ϵ_{Hf} 值、单阶段 Hf 同位素模式年龄分别为 5.5~9.46、2.5~2.6 Ga 和 6.3~9.4、2.48~2.60 Ga。研究支持了鲁西地区 BIF 形成于新太古代晚期的认识。表壳岩形成、变质变形和花岗闪长岩侵入发生在一个很短的时间范围内。研究还表明, 黑云变粒岩的原岩为英安质火山岩, 很可能形成于新生玄武质岩浆的强烈结晶分异作用, 花岗闪长岩形成于新生玄武质岩石部分熔融, 形成过程中有陆壳物质的加入。

关键词: BIF; 韩旺铁矿; 鲁西; 太古宙; 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

中图分类号: P618.31; P597.3 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2024.071905

Formation Age of the Hanwang BIF Deposit in Western Shandong:
Evidence from Zircon SHRIMP U-Pb DatingWANG Yuqing^{1,2)}, SHAN Jicheng³⁾, DONG Chunyan^{2)*}, WANG Shijin⁴⁾,
DONG Jinmeng⁵⁾, XIE Hangqiang²⁾, WAN Yusheng²⁾

1) School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083;

2) Beijing SHRIMP Center, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

3) Natural Resources Bureau of Yiyuan County, Zibo, Shandong 256100;

4) Shandong Institute of Geological Survey, Jinan, Shandong 250013;

5) 514 Brigade of North China Geological Exploration Bureau, Chengde, Hebei 067040

Abstract: Archean supracrustal rocks in western Shandong include two stages of supracrustal rocks during the Early Neoproterozoic and the Late Neoproterozoic. Early supracrustal rocks are mainly composed of metamorphic basalt-Komatiite, whereas late supracrustal rocks are mainly composed of metamorphic volcanic rocks-clastic sedimentary rocks and BIF (Banded Iron Formations). The Hanwang iron deposit is located in the northwest of western Shandong. There are a large quantities of meta-basalt-Komatiite in the iron ore area. It is believed that the BIF was formed during the Early Neoproterozoic, but a recent study suggests that the BIF in western Shandong area was formed during the Late Neoproterozoic. In this study, the zircon SHRIMP U-Pb dating of the biotite granulite

本文由国家自然科学基金联合基金项目(编号: U2344210)、国家自然科学基金重点项目(编号: 42130311)、国家自然科学基金项目(编号: 41872200)和中国地质调查局地质调查项目(编号: DD20221645)联合资助。

收稿日期: 2024-04-16; 改回日期: 2024-07-09; 网络首发日期: 2024-07-23。责任编辑: 马铭株。

第一作者简介: 王宇晴, 女, 1995 年生。博士研究生。主要从事早前寒武纪地质研究。E-mail: 459551600@qq.com。

*通信作者: 董春艳, 女, 1976 年生。博士, 研究员。主要从事早前寒武纪地质研究。E-mail: dongchunyan@sina.com。

interbedded with BIF and the gneissic granodiorite intruded in the Hanwang iron ore area was carried out, and the ages were (2529 ± 7) Ma and (2534 ± 11) Ma, respectively. The TREE, $(\text{La/Yb})_N$, and Eu/Eu^* of biotite granulite and gneissic granodiorite are 76×10^{-6} , 19.8, and 0.84 and 82.7×10^{-6} , 17.3, and 1.14, respectively. The ε_{Hf} values and single-stage Hf isotopic model ages of their magmatic zircons are 5.5–9.46 Ga and 2.5–2.6 Ga, and 6.3–9.4 Ga and 2.48–2.60 Ga, respectively. This study supports the recognition that BIF in western Shandong was formed during the Late Neoproterozoic. The formation of supracrustal rocks, metamorphic deformation, and granodiorite intrusion occurred in a very short-time range. The study also shows that the protolith of the biotite granulite is dacitic volcanic rock, which was likely to be formed by the strong crystallization differentiation of the newborn basaltic magma. The granodiorite was formed by the partial melting of the newborn basaltic rock, and the continental crust material was added during the formation process.

Key words: BIF; Hanwang iron deposit; western Shandong; Archean; zircon SHRIMP U-Pb dating

BIF(banded iron formation, 条带状铁建造)型铁矿是华北克拉通最重要早前寒武纪矿产之一, 主要形成于新太古代晚期(2.52~2.55 Ga; 万渝生等, 2012a; 张连昌等, 2012)。在鲁西, 早期认为包括 BIF 在内的泰山岩群形成于新太古代早期(2.7~2.8 Ga; 曹国权, 1996), 新的研究表明, 泰山岩群需进一步解体, 与该区其他早前寒武纪变质地层一道, 被重新划分为新太古代早期(2.70~2.75 Ga)表壳岩系和新太古代晚期(2.52~2.55 Ga)表壳岩系(万渝生等, 2012b; Dong et al., 2021)。前者包括原泰山岩群的雁翎关岩组、柳杭岩组下段的大部分及孟家屯岩组, 主要由变质玄武岩-变质超基性岩(确定部分为科马提岩)组成; 后者包括原泰山岩群的山草峪岩组、柳杭岩组上段和下段的一部分及济宁岩群, 主要由变质中酸性火山岩-火山碎屑沉积岩和 BIF 组成, BIF 形成于新太古代晚期。然而, 韩旺 BIF 铁矿被认为属于雁翎关岩组, 形成时代为新太古代早期(孔庆友等, 2006)。如果确实如此, 意味着鲁西地区存在新太古代早期和晚期不同时代的 BIF。因此, 确定韩旺 BIF 铁矿的确切形成时代, 不仅对鲁西地区, 而且对华北克拉通 BIF 形成时代研究都具有重要意义。本文对韩旺

BIF 铁矿区开展了锆石 SHRIMP U-Pb 定年及相关研究, 对有关问题进行了讨论。

1 地质背景

鲁西不存在中太古代以前的地质记录, 也几乎未遭受古元古代构造热事件改造, 是研究新太古代陆壳形成演化的理想地区。根据岩石形成时代和组成特征, 鲁西太古宙基底可划分为三个岩带(图 1a): A 带: 新太古代晚期壳源花岗岩带; B 带: 新太古代早期古老岩石带; C 带: 新太古代晚期新生岩浆岩带(Wan et al., 2010, 2011)。新太古代表壳岩在三个岩带中都存在, 但主要分布于 A 带和 B 带。它们通常以不同但较小规模分布于花岗质岩浆“海”中(曹国权, 1996; 万渝生等, 2012b)。

按岩石组合特征, BIF 含铁岩系被划分为两种类型, 一种与角闪质岩石有关, 另外一种与变粒岩有关, 前者以沂源韩旺铁矿为代表, 后者以苍峰铁矿为代表(孔庆友等, 2006)。万渝生等(2012b)和 Dong et al.(2021)认为 BIF 主要赋存于山草峪组, 而山草峪组形成于新太古代晚期, 因此认为鲁西地区 BIF 铁矿都形成于新太古代晚期。在鲁西地区, 新太古代早期表壳岩主要分布于新泰市雁翎关、长清

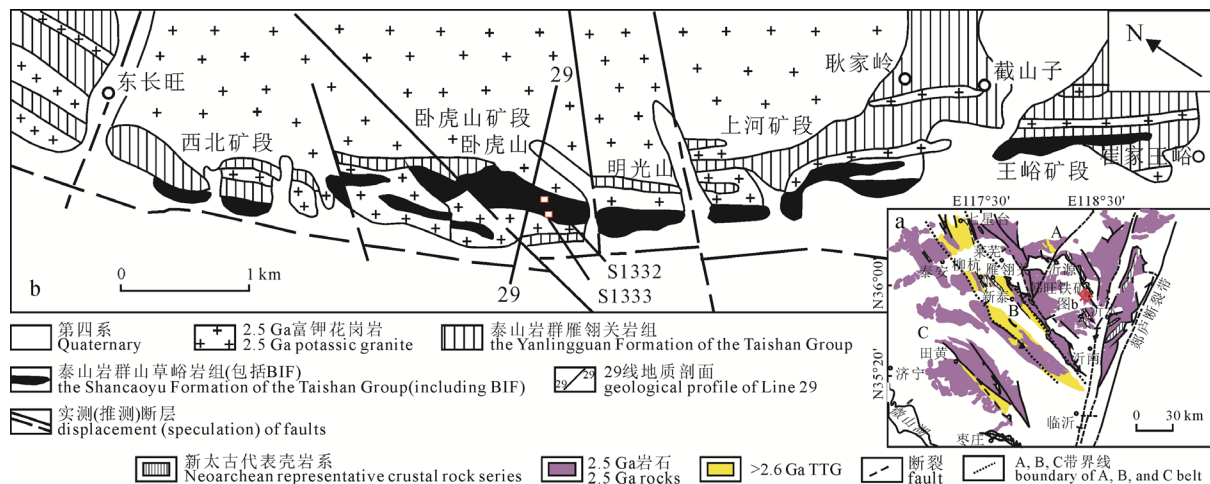


图 1 鲁西地质图(a, Wan et al., 2010)和鲁西韩旺铁矿区地质图(b, 据孔庆友等, 2006 修改)

Fig. 1 Geological map of western Shandong (a, Wan et al., 2010) and the Hanwang iron deposit, western Shandong (b, modified from KONG et al., 2006)

市界首、沂源县韩旺、沂水县胡同峪、安丘市崔巴峪等,以雁翎关地区最为典型。韩旺铁矿区出露的新太古代早期表壳岩与雁翎关地区的类似,孔庆友等(2006)认为韩旺铁矿 BIF 形成时代为新太古代早期,主要原因是该区表壳岩的主体为变质玄武岩-变质超基性岩。

韩旺铁矿位于 A 带(图 1a),表壳岩呈近北西—南东向分布,全长约 7 000 余米,以大型包体形式存在于 2.5 Ga 富钾花岗岩中(图 1b),表壳岩向南西倾斜 30°~70°。铁矿区表壳岩以斜长角闪岩(原岩为玄武质火山岩)为主,存在透闪片岩、BIF、黑云变粒岩(部分向片麻岩转变)、黑云石英片岩及变质砾岩。铁矿体呈似层状、透镜状产出(图 2)。变质玄武岩和变质超基性岩主要分布于东北部;BIF 和黑云变粒岩空间上共生,主要分布于西南部。由于强烈构造变形,变质玄武岩-变质超基性岩与 BIF-黑云变粒岩之间完全平行化。在一些地方,它们之间被 2.5 Ga 富钾花岗岩顺层侵入(图 1b)。BIF 铁矿的条带状构造通常清楚,但也遭受了改造(图 3a)。斜长角闪岩虽遭受变质变形,原为玄武岩的岩石外貌仍较为清楚(图 3b)。局部存在较大规模的透闪片岩(图 3c),未观察到可靠的鬃刺结构,变质原岩是否为科马提岩有待进一步确定,但矿物组合表明为变质超基性岩。空间上,黑云变粒岩常与 BIF 共生。定年样品 S1332(GPS: N35°58'54.49"; E118°25'41.33")取自与 BIF 互层的黑云变粒岩(图 3d),岩石均匀,主要由斜长石、石英和黑云母组成,矿物强烈定向分布(图 4a)。变质原岩可能为英安质火山岩。定年样品 S1333(GPS: N35°58'36.65"; E118°25'50.75")取自切割 BIF 的花岗闪长岩(图 3e, f)。岩石具片麻状构造,主要由斜长石、微斜长石、石英和少量角闪石及黑云母组成,大部分角闪石发生绿泥石化,斜长

石蚀变明显(图 4b)。2.5 Ga 富钾花岗岩切割、包裹 BIF 的野外现象十分清楚(图 3g, h)。

2 分析方法

锆石 SHRIMP U-Pb 定年在离子探针中心完成。定年方法和原理见 Williams(1997)。锆石测年为 5 组扫描。一次离子流强度为 3~4 nA,束斑为 25~30 μm 。标准锆石 M257(U 含量为 840×10^{-6} ; Nasdala et al., 2008)和 TEMORA(年龄为 417 Ma; Black et al., 2003)用于未知样品的 U 含量标定和年龄校正。TEMORA 和未知样品测定的比例为 1:3~1:4。数据处理采用 SQUID 和 ISOPLOT 程序(Ludwig, 2001, 2003)。根据实测 ^{204}Pb 进行普通铅扣除。锆石年龄使用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄。单个数据点误差为 1 σ ,加权平均年龄误差为 95%置信度。

锆石原位微区 Hf 同位素比值测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)利用激光剥蚀多接收杯等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)完成。激光剥蚀系统为 GeoLas 2005(Lambda Physik, 德国),MC-ICP-MS 为 Neptune Plus(Thermo Fisher Scientific, 德国)。实际输出能量密度为 5.3 J/cm²。采用单点剥蚀模式,斑束固定为 44 μm 。测定过程中,标准 91500 和 GJ-1 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 平均值分别为 $0.282\ 307 \pm 0.000\ 012$ (2 σ , $n=14$)和 $0.282\ 004 \pm 0.000\ 011$ (2 σ , $n=4$),与推荐的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值在误差范围内一致($0.282\ 305 \pm 0.000\ 003$, 2 σ ; $0.282\ 015 \pm 0.000\ 019$, 2 σ)(Elhlou et al., 2006; Wu et al., 2006; Blichert-Toft, 2008)。采用 ^{176}Lu 的衰变常数 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004),以及当今的球粒陨石比值 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282\ 772$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.033\ 2$ (Blichert-Toft et al., 1997)来计算 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值。单阶段 Hf 模型年龄(t_{DM1})是通过参考现今亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.283 25)和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.038 4)计算的,而两阶段 Hf 模式年龄(t_{DM2})是通过假设平均大陆地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 平均值为 0.015(Griffin et al., 2002)计算的。

元素分析在国家地质实验测试中心完成。主量元素和微量元素的检测方法依据分别为 GB/T 14506.28—2010(等离子质谱仪 PE300D; 中华人民共和国国土资源部, 2010a)和 GB/T 14506.30—2010(X 射线荧光光谱仪 PW4400; 中华人民共和国国土资源部, 2010b)。分析误差通常分别为 3%~5%和 3%~8%,误差大小与元素含量有关。FeO 含量检测方法依据是 GB/T 14506.14—2010(中华人民共和国国土资源部, 2010c)。

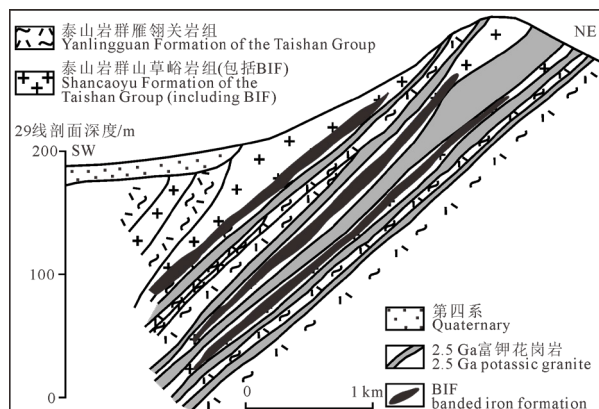


图 2 鲁西韩旺铁矿区 29 线地质剖面图
(据孔庆友等, 2006 修改)

Fig. 2 Geological profile map of Line 29 in the Hanwang iron deposit, western Shandong
(modified from KONG et al., 2006)

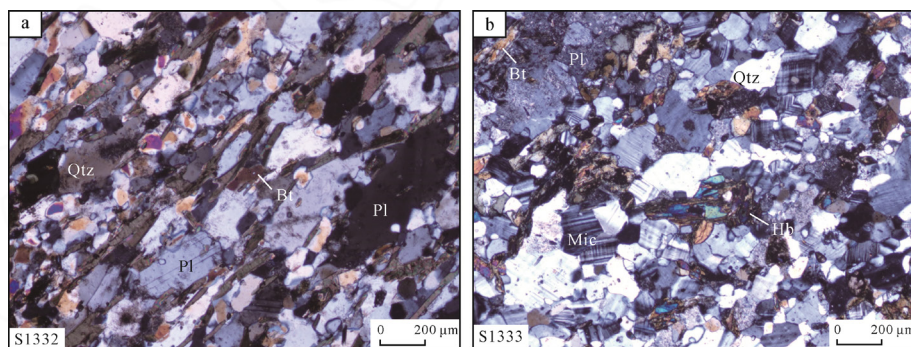


a—BIF; b—斜长角闪岩(变质玄武岩); c—变质超基性岩(科马提岩?); d—黑云变粒岩(变质英安质火山岩, S1332); e, f—片麻状花岗岩(S1333), 切割表壳岩; g—2.5 Ga 富钾花岗岩切割表壳岩; h—2.5 Ga 富钾花岗岩包裹 BIF。

a—BIF; b—amphibolite (meta-basalt); c—meta-ultrabasic rocks (komatiite?); d—biotite leptinite (meta-dacite, S1332); e, f—gneissic granodiorite (S1333) cutting the supracrustal rocks; g—2.5 Ga potassic granite cutting the supracrustal rocks; h—2.5 Ga potassic granite with BIF enclave.

图 3 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的野外照片

Fig. 3 Field photographs of Archean rocks in the Hanwang iron deposit, western Shandong



a—黑云变粒岩(变质英安岩, S1332); b—片麻状花岗岩(S1333)。矿物符号: Bt—黑云母; Pl—斜长石; Mic—微斜长石; Qtz—石英; Hb—角闪石。

a—biotite leptinite (meta-dacite, S1332); b—gneissic granodiorite (S1333). Mineral symbols: Bt—biotite; Pl—plagioclase; Mic—microcline; Qtz—quartz; Hb—hornblende.

图 4 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的岩相学照片

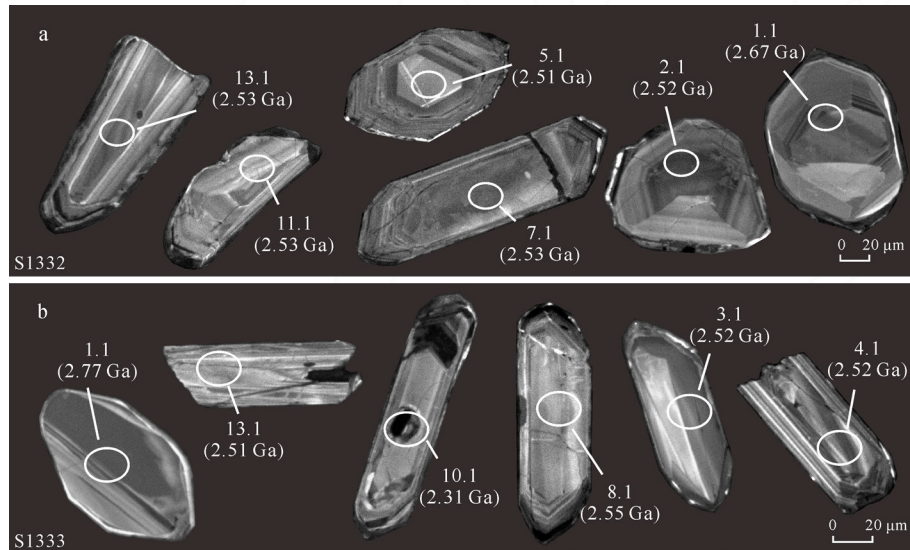
Fig. 4 Photomicrographs showing petrographic features of Archean rocks in the Hanwang iron deposit, western Shandong

3 分析结果

3.1 锆石定年

黑云变粒岩(变质英安质火山岩, S1332)的锆石呈柱状或等轴状, 阴极发光下核部普遍具有扇形结构或组成均匀, 边部具有较密集的振荡环带(图 5a)。18 个锆石颗粒上进行了 19 个数据点分析(表 1), 显

示锆石存在不同程度铅丢失, 但大多数数据点大致沿同一不一致线分布(图 6a)。18 个岩浆锆石数据点的 U 含量和 Th/U 比值分别为 $(99\sim390)\times10^{-6}$ 和 0.24~0.97, 7 个靠近谐和线数据点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 $(2\ 529\pm7)$ Ma(MSWD=0.97; 图 6a), 解释为火山岩的形成年龄。1 个外来锆石(1.1)的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 2 665 Ma。



a—黑云变粒岩(S1332); b—片麻状花岗闪长岩(S1333)。

a—biotite leptinite (S1332); b—gneissic granodiorite (S1333)。

图 5 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的锆石阴极发光图像

Fig. 5 Cathodoluminescence (CL) images of zircons from Archean rocks in the Hanwang iron deposit, western Shandong

表 1 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄数据

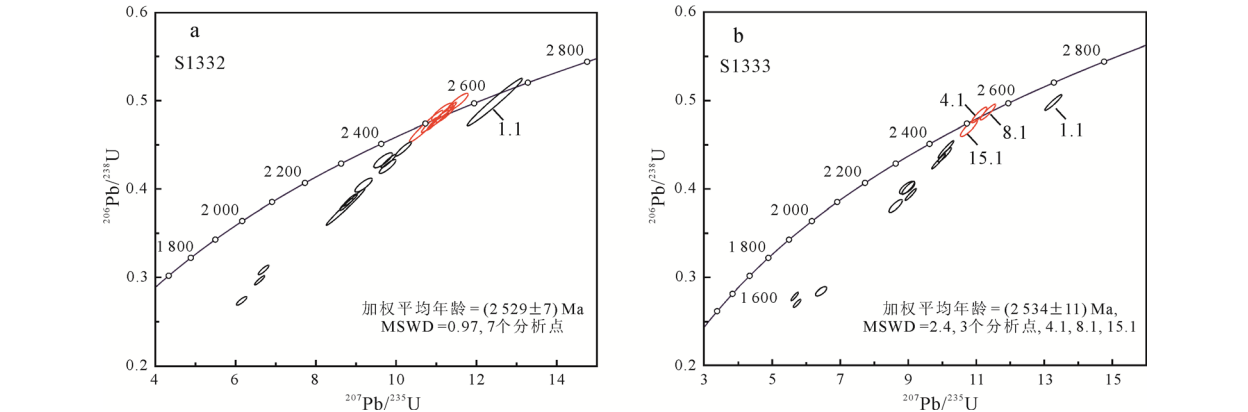
Table 1 SHRIMP U-Pb data of zircons from Archean rocks in the Hanwang iron deposit, western Shandong

测点号	²⁰⁶ Pb _c /%	U/ 10 ⁻⁶	Th/ 10 ⁻⁶	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* /10 ⁻⁶	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	误差 相关 系数	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄/Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 年龄/Ma	不谐 和度 /%		
黑云变粒岩(S1332)																	
S1332-1.1	0.12	104	29	0.29	45	0.181 3	0.69	12.46	3.7	0.498	3.6	0.982	2 607	77	2 665	11	2
S1332-2.1	0.06	317	160	0.52	129	0.166 3	0.42	10.83	1.2	0.472 3	1.2	0.942	2 494	24	2 521	7	1
S1332-3.1	0.09	209	66	0.33	68	0.167 0	0.59	8.74	3.6	0.380	3.6	0.987	2 075	64	2 527	10	18
S1332-4.1	0.09	157	41	0.27	59	0.162 3	0.89	9.68	1.6	0.432 5	1.3	0.824	2 317	25	2 479	15	7
S1332-5.1	0.04	146	54	0.38	59	0.165 5	0.66	10.75	2.6	0.471	2.5	0.966	2 488	51	2 513	11	1
S1332-6.1	0.07	361	109	0.31	96	0.157 6	0.60	6.70	1.3	0.308 4	1.2	0.886	1 733	18	2 429	10	29
S1332-7.1	0.02	324	118	0.38	135	0.167 4	0.41	11.14	2.2	0.482	2.1	0.982	2 538	45	2 532	7	0
S1332-8.1	0.51	182	79	0.45	78	0.167 9	0.68	11.54	1.4	0.498 5	1.3	0.883	2 607	27	2 537	11	-3
S1332-9.1	0.10	390	221	0.58	92	0.163 0	0.74	6.15	1.4	0.273 6	1.2	0.848	1 559	16	2 488	12	37
S1332-10.1	0	363	113	0.32	93	0.161 4	0.48	6.60	1.3	0.296 6	1.2	0.925	1 675	17	2 470	8	32
S1332-11.1	0.18	208	78	0.39	76	0.166 8	0.66	9.79	1.4	0.425 4	1.2	0.878	2 285	23	2 526	11	10
S1332-12.1	0.08	253	85	0.34	97	0.165 9	0.49	10.18	1.3	0.445 3	1.2	0.925	2 374	24	2 516	8	6
S1332-13.1	0.18	282	110	0.41	116	0.167 6	0.48	11.09	1.3	0.479 9	1.2	0.927	2 527	25	2 534	8	0
S1332-14.1	0.26	99	93	0.97	41	0.166 1	0.82	11.15	1.6	0.487 1	1.4	0.856	2 558	29	2 518	14	-2
S1332-15.1	0.05	334	150	0.46	124	0.164 9	0.42	9.81	1.2	0.431 6	1.2	0.940	2 313	23	2 506	7	8
S1332-16.1	0.95	254	118	0.48	89	0.164 8	0.85	9.19	1.5	0.404 3	1.3	0.833	2 189	24	2 506	14	13
S1332-17.1	0.08	337	115	0.35	111	0.166 1	0.48	8.76	1.3	0.382 7	1.2	0.925	2 089	21	2 518	8	17
S1332-17.2	0.04	371	139	0.39	123	0.165 8	0.50	8.86	1.3	0.387 6	1.2	0.920	2 111	21	2 516	8	16
S1332-18.1	0.06	189	43	0.24	79	0.168 0	0.55	11.22	1.4	0.484 4	1.2	0.913	2 546	26	2 538	9	0

续表 1

测点号	$^{206}\text{Pb}_c$ /%	U/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	^{232}Th ^{238}U	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{206}Pb	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ ^{235}U	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	$\pm\%$	误差 相关 系数	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma	不谐 和度 /%
片麻状花岗闪长岩(S1333)															
S1333-1.1	0.09	327	165	0.52	140	0.193 4	0.39	13.27	1.3	0.497 7	1.2	0.949	2 604	26 2 771	7 6
S1333-2.1	0.12	564	56	0.10	209	0.166 4	0.35	9.89	1.4	0.431 2	1.3	0.966	2 311	25 2 522	6 8
S1333-3.1	0.03	280	100	0.37	105	0.166 6	0.49	10.07	1.3	0.438 7	1.2	0.928	2 345	24 2 523	8 7
S1333-4.1	0.27	212	91	0.44	89	0.166 3	0.58	11.09	1.3	0.483 5	1.2	0.901	2 543	25 2 521	10 -1
S1333-5.1	2.22	642	548	0.88	160	0.164 2	1.20	6.44	1.7	0.284 4	1.2	0.704	1 613	17 2 499	20 35
S1333-6.1	0.19	579	347	0.62	196	0.167 2	0.40	9.07	1.2	0.393 6	1.1	0.943	2 140	21 2 530	7 15
S1333-7.1	0.40	218	85	0.40	76	0.162 7	0.65	9.00	1.4	0.401 2	1.2	0.881	2 175	22 2 484	11 12
S1333-8.1	0.10	210	81	0.40	88	0.169 0	0.51	11.35	1.3	0.486 8	1.2	0.921	2 557	26 2 548	9 0
S1333-9.1	1.02	717	469	0.68	169	0.153 4	0.63	5.73	1.3	0.270 9	1.1	0.871	1 545	15 2 385	11 35
S1333-10.1	0.39	620	50	0.08	149	0.147 3	0.54	5.67	1.3	0.278 8	1.1	0.903	1 585	16 2 315	9 32
S1333-12.1	0.41	245	63	0.27	81	0.164 4	0.85	8.63	1.5	0.380 8	1.2	0.826	2 080	22 2 501	14 17
S1333-13.1	0.18	441	169	0.40	169	0.164 8	0.40	10.11	1.5	0.445 0	1.5	0.964	2 373	29 2 505	7 5
S1333-14.1	0.64	339	160	0.49	118	0.162 1	1.20	8.97	1.7	0.401 4	1.2	0.708	2 175	22 2 477	20 12
S1333-15.1	0.21	119	50	0.43	48	0.166 8	0.75	10.79	1.5	0.468 9	1.3	0.870	2 479	27 2 526	13 2

注： $^{206}\text{Pb}_c$ 代表普通铅中 ^{206}Pb 占总 ^{206}Pb 的比例； Pb^* 代表放射性成因铅。



a—黑云变粒岩(S1332); b—片麻状花岗闪长岩(S1333)。红色椭圆代表参加计算的岩浆锆石年龄数据。
a—biotite leptonite (S1332); b—gneissic granodiorite (S1333). Red ellipses represent magmatic zircon data participating in the calculation.

图 6 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图
Fig. 6 Concordia diagrams showing SHRIMP U-Pb zircon analyses of Archean rocks from the Hanwang iron deposit, western Shandong

片麻状花岗闪长岩(S1333)的锆石呈柱状, 阴极发光下锆石具板状或振荡环带(图 5b)。共在 14 颗锆石上进行了 14 个数据点分析(表 1)。大部分数据点显示不同程度铅丢失, 但大致沿同一不一致线分布(图 6b)。13 个岩浆锆石数据点的 U 含量和 Th/U 比值分别为(119~717)×10⁻⁶和 0.08~0.88, 其中 3 个靠近谐和线数据点(4.1, 8.1, 15.1)的 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 加权平均年龄为(2 534±11) Ma(MSWD=2.4; 图 6b), 解释为花岗闪长岩的形成年龄。1 个外来锆石(1.1)的 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄为 2 771 Ma。

3.2 锆石 Hf 同位素分析

对黑云变粒岩(S1332)的 16 个岩浆锆石进行了 Hf 同位素分析(表 2, 图 7), $\epsilon_{\text{Hf}}(t)(t=2\ 529\ \text{Ma})$ 为 5.5~9.5, $t_{\text{DM1}}(\text{Hf})$ (一阶段模式年龄)和 $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ (二阶

段模式年龄)分别为 2.48~2.63 Ga 和 2.44~2.69 Ga。1 个外来锆石数据点的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)(t=2\ 665\ \text{Ma})$ 、 $t_{\text{DM1}}(\text{Hf})$ 和 $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ 分别为 6.3、2.72 Ga 和 2.75 Ga。对片麻状花岗闪长岩(S1333)岩浆锆石进行了 10 个数据点的 Hf 同位素分析(表 2, 图 7), 组成特征与黑云变粒岩的类似, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)(t=2\ 534\ \text{Ma})$ 为 6.3~9.4, $t_{\text{DM1}}(\text{Hf})$ 和 $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ 分别为 2.48~2.60 Ga 和 2.45~2.64 Ga。1 个外来锆石数据点的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)(t=2\ 771\ \text{Ma})$ 、 $t_{\text{DM1}}(\text{Hf})$ 和 $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ 分别为 6.3、2.77 Ga 和 2.77 Ga。

3.3 全岩地球化学

黑云变粒岩(S1332)和片麻状花岗闪长岩(S1333)的地球化学分析结果见表 3。两者的 SiO₂ 含量为 65.52%~66.18%, 与黑云变粒岩相比, 片麻状花岗闪长岩的 Na₂O 和 CaO 含量偏低, 而 K₂O 含

表 2 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的锆石 Hf 同位素组成
Table 2 Hafnium isotopic data for zircons of Archean rocks from the Hanwang iron deposit, western Shandong

样品点号	岩性	年龄 /Ma	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	2σ	t _{DM1} /Ma	2σ	t _{DM2} /Ma	2σ	f _{Lu/Hf}
S1332-1-1	黑云变粒岩	2 665	0.004 601	0.000 099	0.281 261	0.000 013	-53.4	6.25	0.45	2 715	34	2 747	56	-1.00
S1332-2-1	黑云变粒岩	2 529	0.021 575	0.000 593	0.281 385	0.000 012	-49.0	6.68	0.43	2 582	33	2 614	53	-0.98
S1332-3-1	黑云变粒岩	2 529	0.064 926	0.001 576	0.281 511	0.000 012	-44.6	9.46	0.44	2 475	35	2 443	55	-0.95
S1332-4-1	黑云变粒岩	2 529	0.056 871	0.001 569	0.281 500	0.000 015	-45.0	9.11	0.54	2 488	42	2 465	67	-0.95
S1332-5-1	黑云变粒岩	2 529	0.064 555	0.001 562	0.281 463	0.000 014	-46.3	7.78	0.51	2 540	40	2 547	63	-0.95
S1332-6-1	黑云变粒岩	2 529	0.060 923	0.001 509	0.281 496	0.000 012	-45.1	9.06	0.43	2 490	34	2 468	53	-0.95
S1332-7-1	黑云变粒岩	2 529	0.044 507	0.001 007	0.281 441	0.000 013	-47.1	7.96	0.47	2 533	36	2 535	58	-0.97
S1332-8-1	黑云变粒岩	2 529	0.063 002	0.001 572	0.281 490	0.000 014	-45.3	8.75	0.52	2 502	40	2 487	63	-0.95
S1332-11-1	黑云变粒岩	2 529	0.045 189	0.000 970	0.281 437	0.000 013	-47.2	7.87	0.45	2 537	35	2 541	55	-0.97
S1332-12-1	黑云变粒岩	2 529	0.042 248	0.001 021	0.281 421	0.000 012	-47.8	7.22	0.42	2 562	33	2 581	52	-0.97
S1332-13-1	黑云变粒岩	2 529	0.050 384	0.001 039	0.281 432	0.000 011	-47.4	7.57	0.39	2 548	30	2 560	48	-0.97
S1332-14-1	黑云变粒岩	2 529	0.055 482	0.001 240	0.281 437	0.000 013	-47.2	7.41	0.47	2 555	36	2 570	58	-0.96
S1332-15-1	黑云变粒岩	2 529	0.056 785	0.001 334	0.281 444	0.000 013	-47.0	7.49	0.46	2 552	36	2 565	56	-0.96
S1332-16-1	黑云变粒岩	2 529	0.049 438	0.001 276	0.281 496	0.000 015	-45.1	9.44	0.55	2 476	43	2 445	68	-0.96
S1332-17-1	黑云变粒岩	2 529	0.036 744	0.000 833	0.281 422	0.000 011	-47.7	7.59	0.41	2 547	31	2 558	50	-0.97
S1333-17-2	黑云变粒岩	2 529	0.033 807	0.000 797	0.281 380	0.000 012	-49.2	6.14	0.42	2 603	32	2 647	52	-0.98
S1332-18-1	黑云变粒岩	2 529	0.012 910	0.000 335	0.281 339	0.000 015	-50.7	5.50	0.55	2 626	41	2 687	67	-0.99
S1333-1-1	片麻状花岗 闪长岩	2 771	0.042 490	0.001 075	0.281 272	0.000 013	-53.0	7.26	0.46	2 768	36	2 767	57	-0.97
S1333-2-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.052 109	0.001 183	0.281 405	0.000 012	-48.3	6.51	0.44	2 594	34	2 629	55	-0.96
S1333-14-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.050 723	0.001 150	0.281 398	0.000 012	-48.6	6.31	0.42	2 601	33	2 641	52	-0.97
S1333-3-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.031 079	0.000 795	0.281 412	0.000 014	-48.1	7.40	0.51	2 559	39	2 574	62	-0.98
S1333-4-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.031 236	0.000 801	0.281 417	0.000 014	-47.9	7.56	0.51	2 553	39	2 564	62	-0.98
S1333-6-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.050 678	0.001 264	0.281 414	0.000 014	-48.0	6.68	0.51	2 587	39	2 618	62	-0.96
S1333-7-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.054 988	0.001 411	0.281 496	0.000 014	-45.1	9.35	0.50	2 484	39	2 454	61	-0.96
S1333-8-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.048 769	0.001 178	0.281 406	0.000 014	-48.3	6.55	0.50	2 592	39	2 626	62	-0.96
S1333-12-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.052 691	0.001 495	0.281 485	0.000 016	-45.5	8.78	0.55	2 506	43	2 489	68	-0.95
S1333-13-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.057 007	0.001 766	0.281 434	0.000 018	-47.3	6.52	0.65	2 594	51	2 628	80	-0.95
S1333-15-1	片麻状花岗 闪长岩	2 534	0.034 195	0.001 000	0.281 443	0.000 014	-47.0	8.16	0.49	2 530	38	2 527	60	-0.97

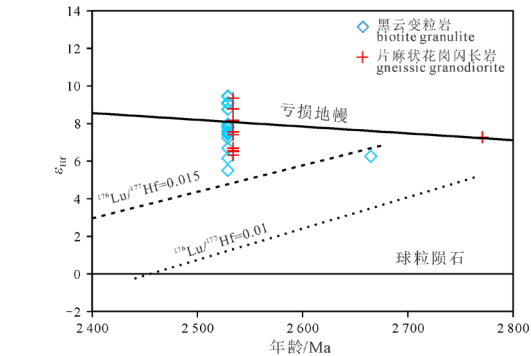


图 7 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的锆石年龄-ε_{Hf}图
Fig. 7 Zircon ε_{Hf}(t) versus formation age diagram of Archean rocks from the Hanwang iron deposit, western Shandong

量偏高, 其余主量元素含量类似。两者的稀土总量不高($TREE=76\times10^{-6}\sim83\times10^{-6}$), 均存在较弱的轻重稀土分离($(La/Yb)_N=17\sim20$)(图 8a), 片麻状花岗闪长岩存在正铕异常($Eu/Eu^*=1.4$)。它们的大离子亲石元素相对富集(图 8b)。

4 讨论

黑云变粒岩的变质原岩为英安质火山岩, 形成年龄为 (2529 ± 7) Ma, 花岗闪长岩侵入年龄为 (2534 ± 11) Ma, 花岗闪长岩年龄略大于英安质火山岩, 但在误差范围内是一致的。花岗闪长岩的锆石年龄数据质量较差, MSWD 为 2.4。以后应进一步开

表 3 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石的主量元素(%)和微量元素(10^{-6})组成

Table 3 Major (%) and trace elements (10^{-6}) compositions of Archean rocks in the Hanwang iron deposit, western Shandong															
样品号	岩石名称	经纬度	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	
S1332	黑云变粒岩	N35°58'55"; E118°25'415"	66.18	0.43	14.91	1.03	2.96	0.08	1.95	3.94	4.26	1.85	0.14	0.86	
S1333	片麻状花岗闪长岩	N35°58'37"; E118°25'51"	65.52	0.41	14.68	0.69	3.47	0.10	1.95	3.34	3.40	4.50	0.13	0.78	
样品号	岩石名称	经纬度	CO ₂	LOI	Total	Cr	Ni	Sc	Rb	Ba	Sr	Nb	Ta	Hf	
S1332	黑云变粒岩	N35°58'55"; E118°25'415"	0.17	0.45	99.21	65	23.1	7.81	71.8	514	321	3.55	0.25	2.95	
S1333	片麻状花岗闪长岩	N35°58'37"; E118°25'51"	0.43	0.69	100.09	68.7	22.9	6.83	180	1312	265	3.34	0.24	3.17	
样品号	岩石名称	经纬度	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	
S1332	黑云变粒岩	N35°58'55"; E118°25'415"	123	7.04	5.06	3.32	15.9	32.7	3.73	15	2.65	0.86	2.36	0.3	
S1333	片麻状花岗闪长岩	N35°58'37"; E118°25'51"	127	7.34	5.08	2.78	16.8	35	3.96	16.5	2.84	1.28	2.75	0.34	
样品号	岩石名称	经纬度	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TREE	(La/Yb) _N	Eu/Eu [*]	Ba/Ba [*]			
S1332	黑云变粒岩	N35°58'55"; E118°25'415"	1.22	0.2	0.68	0.07	0.53	0.08	76.3	19.8	1.04	0.84			
S1333	片麻状花岗闪长岩	N35°58'37"; E118°25'51"	1.42	0.26	0.77	0.08	0.64	0.09	82.7	17.3	1.40	1.14			

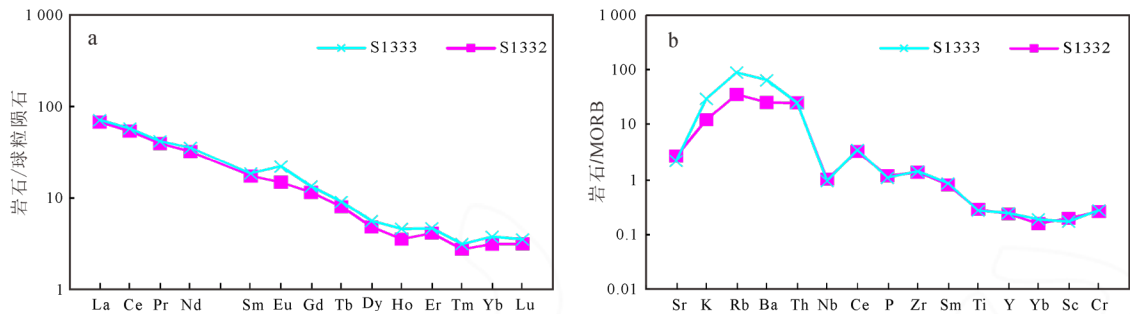


图 8 鲁西韩旺铁矿区太古宙岩石球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(a)和大洋中脊玄武岩标准化微量元素蛛网图(b)(球粒陨石和大洋中脊玄武岩数据均来自 Sun et al., 1989)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE diagrams (a) and MORB-normalized trace element (b) of Archean rocks in the Hanwang iron deposit, western Shandong (normalized values of chondrite and MORB are from Sun et al., 1989)

展定年工作来确定其准确年龄。从地质上看,花岗闪长岩侵入英安质火山岩,英安质火山岩发生了强烈变形,而花岗闪长岩没有遭受明显变形,因此,花岗闪长岩形成于英安质火山岩之后。可以认为,英安质火山岩形成、变质变形和花岗闪长岩侵入发生在一个很短的时间范围内(2.53 Ga 左右),正是新太古代晚期这一强烈构造热事件把新太古代早期表壳岩(雁翎关组)和新太古代晚期表壳岩(山草峪组含铁岩系)叠置到一起,相互之间强烈平行化,为构造接触关系。另外,在矿区可见 2.5 Ga 富钾花岗岩包裹切割表壳岩,BIF 与黑云变粒岩互层产出,表明 BIF 的形成时代为新太古代晚期,而不是新太古代早期。这与鲁西其他地区 BIF 的形成时代(2.52~2.55 Ga)相同。在 A 带中,新太古代早期和晚期 TTG 岩石(包括花岗闪长岩、英云闪长岩和奥长花岗岩,以下简称 TTG)以不同规模的包体存在于新太古代晚期富钾花岗岩中(Bai et al., 2020; Li et al., 2022)。在鲁西地区,变质玄武岩-超基性岩仅见于新太古代早期。之所以认为韩旺铁矿 BIF 形成时代为新太古代早期,主要原因是该区表壳岩的主体为变质玄武岩-超基

性岩(孔庆友等, 2006)。但是,变质中酸性火山岩-碎屑沉积岩和 BIF 形成时代为新太古代晚期,表明它们与变质玄武岩-超基性岩之间为构造关系,相互间完全平行化。

这样的现象也存在于雁翎关地区。雁翎关地区原雁翎关岩组实际上是由不同时代表壳岩组成(Dong et al., 2021)。西南和东北两侧的变质玄武岩-超基性岩形成时代为新太古代早期,而中部的变质碎屑沉积岩(包括变质砾岩)形成时代为新太古代晚期,它们之间为构造接触。西南侧的变质玄武岩-超基性岩与原山草峪岩组黑云变粒岩也是构造接触(万渝生等, 2012b)。由于强烈构造变形,它们相互之间完全平行化。现有研究进一步支持了这样的认识:鲁西地区太古宙表壳岩由新太古代早期和晚期表壳岩组成。新太古代早期表壳岩主要由变质玄武岩-科马提岩组成,新太古代晚期表壳岩主要由变质中酸性火山岩-碎屑沉积岩和 BIF 组成(万渝生等, 2012b; Dong et al., 2021)。值得注意的是,与雁翎关地区一样,韩旺铁矿区也存在变质砾岩,表明变质砾岩广泛分布,空间上与变质玄武岩-超基性岩在

一起,支持了新太古代晚期表壳岩曾不整合沉积于新太古代早期表壳岩(也包括 TTG)之上的认识(Dong et al., 2021)。

根据岩石组成特征,英安质火山岩(S1332)可能形成于玄武质岩浆结晶分异,而高的 SiO_2 含量(66.18%)表明它们更可能形成于玄武质岩石部分熔融。在后一种情况下,由于岩石轻重稀土分异不强,应形成于中低压条件下。花岗闪长岩(S1333)轻重稀土分异也不强,推测形成于中低压条件下玄武质岩石的部分熔融。在锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄图上,英安质火山岩和花岗闪长岩的锆石数据点都分布于亏损地幔线附近, ε_{Hf} 值和单阶段 Hf 同位素模式年龄分别为 5.5~9.46 和 2 443~2 687 Ma, 表明为新生陆壳物质,物源区岩石的地壳滞留时间不长。值得注意的是,英安质火山岩和花岗闪长岩中都有外来锆石存在,表明它们形成于大陆环境,形成过程中遭受到更古老陆壳物质影响。

5 结论

韩旺 BIF 铁矿区太古宙表壳岩包括新太古代早期和晚期表壳岩,前者主要由变质玄武岩-变质超基性岩组成,后者主要由变质火山岩-碎屑沉积岩和 BIF 组成。两者之间强烈平行化,为构造关系。研究支持了鲁西地区 BIF 形成于新太古代晚期的认识。

致谢: 锆石样品靶由中国地质科学院地质研究所杨淳高级工程师制作,锆石阴极发光图像由中国地质科学院地质研究所张志超工程师完成, SHRIMP U-Pb 锆石定年得到中国地质科学院地质研究所刘建辉工程师帮助。两位评审专家提出宝贵修改意见。深表谢意。

Acknowledgements:

This study was supported by National Natural Science Unite Foundation of China (No. U2344210), the Key Program of National Natural Science Foundation of China (No. 42130311), National Natural Science Foundation of China (No. 41872200), and China Geological Survey (No. DD20221645).

参考文献:

- 曹国权, 1996. 鲁西早前寒武纪地质[M]. 北京: 地质出版社: 1-193.
- 孔庆友, 张天祯, 于学峰, 等, 2006. 山东矿床[M]. 济南: 山东科学技术出版社: 1-902.
- 万渝生, 董春艳, 颜炳强, 等, 2012a. 华北克拉通早前寒武纪条带状铁建造形成时代——SHRIMP 锆石 U-Pb 定年[J]. 地质学报, 86(9): 1447-1478.
- 万渝生, 刘敦一, 王世进, 等, 2012b. 华北克拉通鲁西地区早前

寒武纪表壳岩系重新划分和 BIF 形成时代[J]. 岩石学报, 28(11): 3457-3475.

张连昌, 翟明国, 万渝生, 等, 2012. 华北克拉通前寒武纪 BIF 铁矿研究: 进展与问题[J]. 岩石学报, 28(11): 3431-3445.

中华人民共和国国土资源部, 2010a. 硅酸盐岩石化学分析方法 第 28 部分: 16 个主次成分量测定: GB/T 14506.28—2010[S]. 北京: 中国标准出版社.

中华人民共和国国土资源部, 2010b. 硅酸盐岩石化学分析方法 第 30 部分: 44 个元素量测定: GB/T 14506.30—2010[S]. 北京: 中国标准出版社.

中华人民共和国国土资源部, 2010c. 硅酸盐岩石化学分析方法 第 14 部分: 氧化亚铁量测定: GB/T 14506.14—2010[S]. 北京: 中国标准出版社.

References:

- BAI Wenqian, DONG Chunyan, SONG Zhiyong, et al., 2020. Late Neoproterozoic granites in the Qixingtai region, western Shandong: Further evidence for the recycling of early Neoproterozoic juvenile crust in the North China Craton[J]. Geological Journal, 55(9): 6462-6486.
- BLACK L P, KAMO S L, ALLEN C M, et al., 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology[J]. Chemical Geology, 200(1-2): 155-170.
- BLICHERT-TOFT J, 2008. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500[J]. Chemical Geology, 253(3-4): 252-257.
- BLICHERT-TOFT J, ALBARÈDE F, 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. Earth and Planetary Science Letters, 148(1-2): 243-258.
- CAO Guoquan, 1996. Early Precambrian geology of western Shandong[M]. Beijing: Geological Publishing House: 1-193(in Chinese).
- DONG Chunyan, BAI Wenqian, XIE Hangqiang, et al., 2021. Early Neoproterozoic oceanic crust in the North China Craton: Evidence from geology, geochemistry and geochronology of greenstone belts in western Shandong[J]. Lithos, 380-381: 105888.
- ELHLOU S, BELOUSOVA E, GRIFFIN W L, et al., 2006. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(18): A158.
- GRIFFIN W L, WANG Xiang, JACKSON S E, et al., 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. Lithos,

- 61(3-4): 237-269.
- KONG Qingyou, ZHANG Tianzhen, YU Xuefeng, et al., 2006. Deposits in Shandong Province[M]. Jinan: Shandong Science and Technology Press: 1-902(in Chinese).
- LI Yuan, XIE Hangqiang, DONG Chunyan, et al., 2022. Zircon evolution from migmatite to crustally-derived granite: A case study of late Neoproterozoic migmatite in the Yishan area, western Shandong, North China Craton[J]. *Gondwana Research*, 112: 82-104.
- LUDWIG K R, 2001. Squid 1.02: A User's Manual[J]. Berkeley Geochronology Centre Special Publication 2: 1-19.
- LUDWIG K R, 2003. User's Manual for Isoplot 3.00, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4(2): 1-70.
- Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China, 2010a. Methods for chemical analysis of silicate rocks - Part 28: Determination of 16 major and minor elements content: GB/T 14506.28—2010[S]. Beijing: Standard Press of China(in Chinese).
- Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China, 2010b. Methods for chemical analysis of silicate rocks - Part 30: Determination of 44 elements: GB/T 14506.30—2010[S]. Beijing: Standard Press of China(in Chinese).
- Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China, 2010c. Methods for chemical analysis of silicate rocks - Part 14: Determination of ferrous oxide content: GB/T 14506.14—2010[S]. Beijing: Standard Press of China(in Chinese).
- NASDALA L, HOFMEISTER W, NORBERG N, et al., 2008. Zircon M257 - a homogeneous natural reference material for the ion microprobe U-Pb analysis of zircon[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(3): 247-265.
- SÖDERLUND U, PATCHETT P J, VERVOORT J D, et al., 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3-4): 311-324.
- SUN S S, MCDONOUGH W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- WAN Yusheng, DONG Chunyan, XIE Hangqiang, et al., 2012a. Formation Ages of Early Precambrian BIFs in the North China Craton: SHRIMP Zircon U-Pb Dating[J]. *Acta Geologica Sinica*, 86(9): 1448-1478(in Chinese with English abstract).
- WAN Yusheng, LIU Dunyi, WANG Shijin, et al., 2010. Juvenile magmatism and crustal recycling at the end of the Neoproterozoic in Western Shandong Province, North China Craton: Evidence from SHRIMP zircon dating[J]. *American Journal of Science*, 310(10): 1503-1552.
- WAN Yusheng, LIU Dunyi, WANG Shijin, et al., 2011. ~2.7 Ga juvenile crust formation in the North China Craton (Taishan-Xintai area, western Shandong Province): Further evidence of an understated event from U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon[J]. *Precambrian Research*, 186(1-4): 169-180.
- WAN Yusheng, LIU Dunyi, WANG Shijin, et al., 2012b. Redefinition of Early Precambrian supracrustal rocks and formation age of BIF in western Shandong, North China Craton[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(11): 3457-3475(in Chinese with English abstract).
- WILLIAMS I S, 1997. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe[M]//Society of Economic Geologists, Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes: Part I: Geochronology and Radiogenic Isotopes. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.
- WU Fuyuan, YANG Yueheng, XIE Liewen, et al., 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology[J]. *Chemical Geology*, 234(1-2): 105-126.
- ZHANG Lianchang, ZHAI Mingguo, WAN Yusheng, et al., 2012. Study of the Precambrian BIF-iron deposits in the North China Craton: Progresses and questions[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(11): 3431-3445(in Chinese with English abstract).