

河北武安西石门铁矿床 Fe 同位素特征及其成矿指示意义*

陈永健^{1,2} 苏尚国^{1**} 何永胜¹ 李曙光¹ 侯建光¹ 冯少懂¹ 曹珂¹

CHEN YongJian^{1,2}, SU ShangGuo^{1**}, HE YongSheng¹, LI ShuGuang¹, HOU JianGuang¹, FENG ShaoChong¹ and CAO Ke¹

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 广西壮族自治区地质调查院, 南宁 530023

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Guangxi Geological Survey, Nanning 530023, China

2014-03-31 收稿, 2014-06-25 改回.

Chen YJ, Su SG, He YS, Li SG, Hou JG, Feng SC and Cao K. 2014. Fe isotope compositions and implications on mineralization of Xishimen iron deposit in Wuan, Hebei. *Acta Petrologica Sinica*, 30(11):3443–3454

Abstract The Xishimen iron orebody developed in the southern Taihang Orogen shows a distinct boundary between the magmatic rock and the country rock and a distinct intrusive phenomenon. Euhedral magnetite is the main ore mineral here. The ores grow vesicular structure. It shows the characteristics of filling and injection. The whole rock geochemical data suggests that the FeO and MgO in diorite and albitite showed a positive linear correlation with TiO₂, while Na₂O showed a weak positive linear correlation with SiO₂, and Na₂O showed a negative linear correlation with CaO. The $\delta^{56}\text{Fe}$ values of diorite range from -0.048‰ to 0.223‰ , with an average of $0.070\text{‰} \pm 0.197$ (2SD, $n=6$). The $\delta^{56}\text{Fe}$ values of albitite range from 0.033‰ to 0.101‰ , with an average of $0.063\text{‰} \pm 0.070$ (2SD, $n=4$). The $\delta^{56}\text{Fe}$ values of magnetite ores range from 0.008‰ to 0.115‰ , with an average of $0.065\text{‰} \pm 0.089$ (2SD, $n=13$). The $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the two skarn are -0.085‰ and 0.025‰ . The $\delta^{56}\text{Fe}$ value of the marble is -0.320‰ . The Fe isotope composition of magnetite ores is similar to those of average of igneous rock. It is relatively uniform. The Fe may come from high temperature “ore magma”. This paper proposes that the Xishimen iron ore deposit is magmatic conduit system-“ore magma” injection type mineralization. The Fe heavy isotope is tended to be enriched partially at the lower part of ore body than the upper part. It can be judged that the ore magma’s migration direction is from the bottom to the top.

Key words Magnetite; Fe isotopes; Magma conduit; ore magma; Xishimen iron deposit; Hebei

摘要 发育于太行山造山带南段的西石门铁矿体和岩体、碳酸盐岩地层之间有非常明显的接触界线,且具有明显的侵入关系。矿石矿物主要以自形磁铁矿为主,矿石发育气孔构造,显示了充填-贯入的特征。全岩地球化学分析结果表明,闪长岩与钠长岩的 FeO、MgO 与 TiO₂ 呈明显的线性正相关,Na₂O 与 SiO₂ 呈微弱线性正相关,而 Na₂O 与 CaO 呈线性负相关。闪长岩 Fe 同位素组成的变化范围为 $\delta^{56}\text{Fe} = -0.048\text{‰} \sim 0.223\text{‰}$, 平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.070\text{‰} \pm 0.197$ (2SD, $n=6$); 钠长岩 Fe 同位素组成的变化范围为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.033\text{‰} \sim 0.101\text{‰}$, 平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.063\text{‰} \pm 0.070$ (2SD, $n=4$); 磁铁矿矿石 Fe 同位素组成的变化范围为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.008\text{‰} \sim 0.115\text{‰}$, 平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.065\text{‰} \pm 0.089$ (2SD, $n=12$); 两个矽卡岩 Fe 同位素分别为 -0.085‰ 和 0.025‰ ; 大理岩样品的 $\delta^{56}\text{Fe}$ 为 -0.320‰ 。磁铁矿矿石 Fe 同位素组成和平均火成岩接近,且较为均一,铁的来源很可能来自于高温“矿浆”。本文提出西石门铁矿床为岩浆通道-“矿浆”贯入式成矿。矿体下部相比上部更偏富集 Fe 的重同位素,判断“矿浆”运移方向是从下部往上部运移。

* 本文受国家自然科学基金项目(41272105)、中国地质调查局项目(12120114085501)、教育部博士学科点基金和国家自然科学基金中俄合作基金联合资助。

第一作者简介: 陈永健,男,1988年生,硕士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: gogogo258852@163.com

** 通讯作者: 苏尚国,男,1965年生,博士,教授,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: susg@cugb.edu.cn

关键词 磁铁矿; Fe 同位素; 岩浆通道; 矿浆; 西石门铁矿; 河北
中图法分类号 P597.2; P618.31

邯邢地区是我国重要的大型铁矿基地,大地构造位置属于华北克拉通中部,太行山板内造山带(罗照华等,1999)的中南段。武安地区是邯邢地区中铁矿床数量最多、成矿规模最大的核心地带。本区处于山西断堯武安凹陷区,西邻太行山造山带,东接华北平原,发育北北东向断裂及褶皱。该区矿床在传统意义上被认为是矽卡岩型矿床,命名为“邯邢式”铁矿。而西石门由于其规模大、储量多,被认为是邯邢式铁矿的典型。目前,对于矽卡岩矿床的认识是:矿体一般产于铝硅酸盐岩(包括侵入岩、火山岩、混合岩或其他碎屑岩)和碳酸盐岩或其他钙(镁)质围岩接触带的矽卡岩及其附近的交代岩中,在岩浆期后高温气液或火山气液或与混合岩化有关的高温气液作用下,主要是通过接触反应交代的方式形成的(赵一鸣,1990)。但是通过本文在西石门矿床展开的野外和井下的地质工作,观察到一系列如矿浆型矿石产出、铁矿体呈侵入产状等矽卡岩型矿床模型无法解释的地质现象,认为这些现象很可能为岩浆通道成矿系统成因。矿浆型矿石是一种呈致密块状、气孔状和孔洞状构造的矿石,被认为是由含可挥发分流体的“矿浆”固结形成。铁矿体与围岩、闪长岩体与碳酸盐地层之间均呈侵入接触关系,暗示大规模成矿作用发生在闪长质侵入体固结之后,侵入体不再具有析出成矿物质的能力。这种矿浆型矿石和矿体侵入产状无法用矽卡岩成矿理论来解释,而岩浆通道成矿系统则能很好地解释这种由“矿浆”贯入形成的矿浆型矿石和“矿浆”侵入特征。此外,致矿侵入体以钠化为主要特征,而几乎没有钙化蚀变,说明碳酸盐岩的组分没有通过交代作用进入到岩浆侵入体中。

近几年来部分学者对于武安地区的岩浆岩和铁矿床做 Pb 同位素工作和研究,武安地区矿石铅与闪长岩体 Pb 同位素组成接近,有着显著的混合铅特征,说明成矿物质与岩体具有相同的来源,存在壳幔混合的成因(王艳娟等,2011)。成矿流体来自于地幔,伴随下地壳重熔和地壳混染,是形成壳幔混合型岩浆热液的关键(Shen *et al.*, 2013)。由此可见,闪长质(二长质)岩浆来源于下地壳重熔,却具有壳幔混合的同位素特征,来自幔源的含可挥发分流体在成矿过程中有着十分重要的作用。

所以,邯邢式铁矿的矽卡岩成因模型存在不可克服的矛盾,需要进行进一步研究,但通过间接成矿元素同位素示踪,不能很好地揭示其成矿过程。本文选择了与成矿有直接相关关系的 Fe 同位素示踪方法,通过对西石门磁铁矿矿石、矽卡岩、钠长岩、闪长岩、大理岩的全岩 Fe 同位素分析,对铁矿成因及矿体运移方向提出制约。

随着新一代多接收等离子质谱仪(MC-ICP-MS)的应用以及同位素分析技术的进步,Fe 同位素测试精度逐渐增高,分析误差一般小于 0.03‰/amu(Belshaw *et al.*, 2000)。近

年来国内外部分学者对 Fe 同位素在矿床学领域的应用进行了开拓性研究,Fe 同位素在示踪成矿物质来源和流体出溶、流体演化、成矿物质运移等重要成矿作用过程方面起到了非常重要的作用(Markl *et al.*, 2006; Heimann *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2011; 王跃和朱祥坤, 2012; Sun *et al.*, 2013)。作为直接参与成矿的元素,Fe 同位素地球化学为成矿作用的直接示踪提供了新的途径。

1 地质概况

华北板块东部在中生代发生了显著的岩石圈拉伸、减薄,不同程度地被具有大洋性质的新的岩石圈地幔所取代,并伴随大规模的岩浆活动(苏尚国等,2006)。武安地区位于华北克拉通内部的太行山南段,该区出露大量的中生代侵入岩体。武安岩体遍布武安市西部和中北部大部分地区(图 1),呈北北东向串珠状分布。闪长岩钾氩法圈定的年龄范围在 129 ~ 132Ma 之间,二长岩钾氩法圈定的年龄范围在 124 ~ 126Ma 之间(郑建民等,2007)。岩体以中性岩为主,主要出露闪长岩、二长闪长岩,少量闪长玢岩脉。

西石门铁矿矿体多成群产于岩体和碳酸盐岩地层接触带上,少量产于岩体内部和碳酸盐岩地层内部。矿体的产状受断裂带的控制,一般呈层状或似层状,矿体上部斜穿岩体与碳酸盐岩地层边界,直接产出在闪长岩体内(图 2)。西石门主矿体受巨大平缓的拱形构造带控制,呈完整的似层状、矿体长 5020m,厚度一般为 1.2 ~ 32.0m,最大为 103.42m,储量占矿床总量的 95% 以上。矿体和碳酸盐岩地层之间有非常明显的接触界线(图 3a)。钠长岩位于闪长岩体的顶部、矿体底板以及岩体与碳酸盐岩地层的接触带附近。

2 岩相学和矿相学特征

西石门矿床闪长岩中斜长石呈自形、半自形板状,多数自形斜长石发育净边结构;普通角闪石呈他形、半自形柱状或粒状;局部可见自形方解石晶体充填在斜长石和角闪石之间(图 3b)。西石门铁矿主要的矿石矿物为自形磁铁矿,其次为黄铁矿和黄铜矿等。脉石矿物主要包括透辉石、磷灰石、金云母、蛇纹石、方解石、绿泥石、滑石、透闪石。磁铁矿矿石主要为粒状集合体,从岩体到碳酸盐岩地层方向,磁铁矿自形程度变高,即矿体顶板靠近碳酸盐岩地层一侧呈自形粒状(图 3c),矿体底板靠近岩体一侧呈它形粒状集合体。局部出现自形磁铁矿充填角闪石裂隙(图 3d)。本区矿体构造类型主要为致密块状和浸染状,磁铁矿含量最高可达 80%;其次为条带状、气孔状和杏仁状构造。

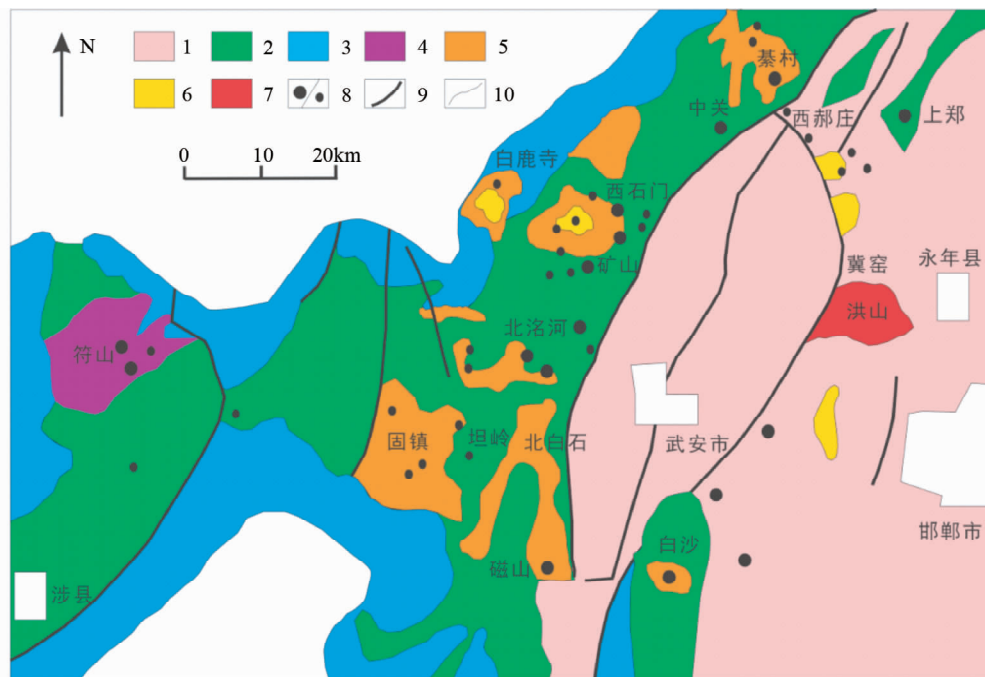


图1 武安地区地质简图(据李黎明,1986,有改动)

1-石炭-二叠系;2-中奥陶统;3-寒武系-上奥陶统;4-燕山期基性岩;5-燕山期早期中性岩;6-燕山期晚期中性岩;7-燕山期正长岩;8-大型铁矿/中型铁矿;9-断裂带;10-地质界线

Fig.1 Geological map of Wuan region (after Li, 1986)

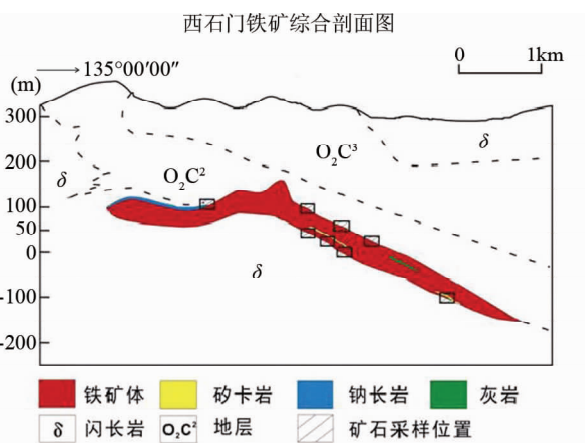


图2 西石门铁矿矿体剖面图

Fig.2 Profile of iron orebody of Xishimen

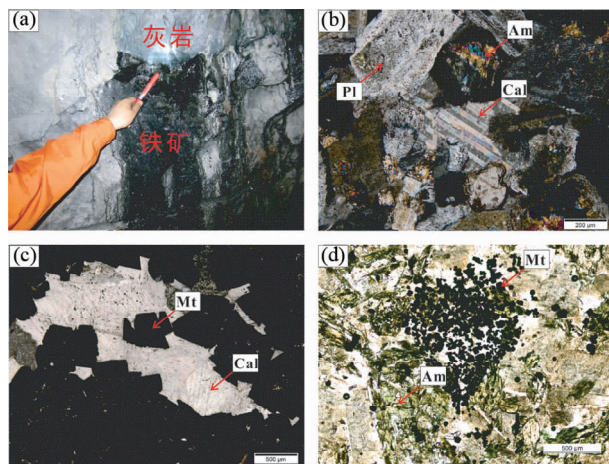


图3 西石门铁矿照片及矿石显微照片

Pl-斜长石;Mt-磁铁矿;Cal-方解石;Am-角闪石

Fig.3 Photographs for iron orebody and microphotographs for iron ore of Xishimen

3 实验方法

本文样品采样方式为:分别于矿体 120m、80m、50m、21m、0m、-100m 高程选取磁铁矿矿石 12 件、矽卡岩 2 件、钠长岩 4 件、闪长岩 6 件、大理岩 1 件共 25 件样品。样品的主量元素分析在河北省区域地质矿产调查研究所完成,采用 X 荧光光谱法。分析结果见表 1。

Fe 同位素分析在中国地质大学(北京)同位素地球化学

实验室完成。分析方法的详细描述见文献(He *et al.*, 2014),简要介绍如下:称取约 3~10mg 的粉末状样品于聚四氟乙烯坩埚中以氢氟酸、硝酸、高氯酸(HF-HNO₃-HClO₄)混合物进行溶样,然后以王水和数滴高氯酸(HClO₄)进行处理以移除 HF,样品最终溶于 0.5mL 的 6mol/L 的盐酸(HCL)中。取样大约含 100μg 铁的样品溶液,使用装有 1mL AG1-

表1 西石门铁矿石地球化学(wt%)分析结果

Table 1 Analysis of geochemical compositions (wt%) of Xishimen iron orebody

样品号	BLS2-05	XSM2-13 0503-05	BLS2-03	XSM3-13 0504-08	XSM3-13 0504-11	XSM3-13 0504-12	XSM2-13 0503-03	XSM4-13 0506-21	XSM4-13 0506-35	XSM4-13 0506-36	XSM2-13 0503-02	XSM2-13 0503-04
岩性	闪长岩		蚀变闪长岩				钠长岩				矽卡岩	
SiO ₂	61.95	59.46	62.59	59.26	59.39	59.14	64.19	58.06	55.38	55.52	50.03	49.63
Al ₂ O ₃	16.93	17.14	17.52	17.59	17.17	17.20	17.77	17.33	18.69	18.60	0.74	0.41
TiO ₂	0.56	0.57	0.55	0.61	0.55	0.60	0.24	0.50	0.43	0.43	0.14	0.05
Fe ₂ O ₃	3.96	1.03	2.58	1.30	1.01	1.09	0.62	0.79	1.00	0.74	1.29	1.02
FeO	1.08	1.75	1.61	1.23	1.44	1.71	0.13	0.96	1.14	1.17	5.07	2.94
CaO	2.62	4.60	2.67	7.80	7.18	6.15	3.52	6.20	7.28	7.33	20.54	25.44
MgO	1.95	3.95	1.70	2.67	2.77	3.13	0.15	1.61	1.69	1.62	15.27	15.26
K ₂ O	0.79	0.30	0.85	0.18	0.63	0.50	0.75	0.99	0.66	0.74	0.04	0.02
Na ₂ O	8.48	7.95	8.56	7.28	7.25	7.55	9.62	8.21	7.57	7.61	0.36	0.28
MnO	0.03	0.09	0.04	0.08	0.09	0.11	0.02	0.06	0.05	0.05	0.22	0.18
P ₂ O ₅	0.27	0.38	0.28	0.43	0.39	0.41	0.10	0.26	0.24	0.24	0.02	0.49
H ₂ O ⁺	0.86	1.94	0.61	1.06	1.24	1.41	0.58	1.57	1.74	1.72	1.67	0.97
H ₂ O ⁻	0.49	0.49	0.25	0.15	0.22	0.25	0.25	0.30	0.47	0.39	0.30	0.35
Total	99.97	99.65	99.82	99.64	99.32	99.25	97.94	96.84	96.33	96.16	95.68	97.04
Na ⁺ /K ⁺	16.35	40.73	15.18	62.35	17.40	22.82	19.37	12.57	17.49	15.6	15.37	18.46
Na ⁺ /Ca ²⁺	5.85	3.12	5.79	1.68	1.82	2.22	4.93	2.39	1.88	1.87	0.03	0.02

样品号	XSM3-13 0504-14	XSM4-13 0506-34	XSM2-13 0503-01	XSM3-13 0504-06	XSM3-13 0504-09	XSM3-13 0504-16	XSM3-13 0504-18	XSM4-13 0506-22	XSM4-13 0506-23	XSM4-13 0506-26	XSM4-13 0506-29	XSM3-13 0506-33	XSM3-13 0504-17
岩性	磁铁矿矿石											大理岩	
SiO ₂	40.02	47.60	14.22	11.03	11.59	27.61	8.57	16.11	3.20	9.84	20.25	10.00	2.74
Al ₂ O ₃	4.71	0.66	0.38	0.54	0.51	1.85	0.39	1.70	1.54	0.51	0.30	2.74	0.48
TiO ₂	0.18	0.06	0.06	0.09	0.04	0.10	0.07	0.30	0.05	0.07	0.16	0.14	0.03
Fe ₂ O ₃	12.31	6.80	48.35	55.57	50.45	31.34	56.00	46.29	71.56	50.73	41.06	53.69	0.20
FeO	6.19	5.30	22.41	23.43	22.69	15.07	24.82	20.30	9.66	21.67	19.03	21.86	0.08
CaO	7.20	19.81	5.11	2.68	6.16	10.10	3.74	1.21	4.04	7.71	9.44	0.28	50.82
MgO	20.85	15.63	4.80	4.89	3.80	10.38	3.52	9.90	3.87	3.43	6.93	7.35	3.94
K ₂ O	3.63	0.09	0.03	0.13	0.05	1.16	0.10	0.54	0.04	0.09	0.13	1.37	0.13
Na ₂ O	0.25	0.29	0.12	0.16	0.12	0.18	0.10	0.14	0.08	0.11	0.19	0.13	0.06
MnO	0.10	0.13	0.13	0.11	0.17	0.14	0.15	0.26	0.84	0.09	0.13	0.15	0.02
P ₂ O ₅	0.03	0.21	0.19	0.08	0.03	0.03	0.07	0.07	0.01	0.10	0.45	0.02	0.01
H ₂ O ⁺	2.64	1.62	0.84	0.81	0.81	0.81	0.64	2.75	2.22	0.97	0.78	1.63	0.96
H ₂ O ⁻	1.15	1.05	0.13	0.33	0.22	0.24	0.25	1.89	0.49	0.39	0.26	0.50	0.30
Total	99.26	99.26	96.78	99.82	96.63	98.99	98.43	101.46	97.61	95.71	99.12	99.88	59.75
Na ⁺ /K ⁺	0.11	4.8	5.79	1.88	3.19	0.23	1.58	0.38	3.27	1.82	2.30	0.15	0.68
Na ⁺ /Ca ²⁺	0.06	0.03	0.04	0.10	0.03	0.03	0.05	0.20	0.04	0.03	0.04	0.86	0.00

表 2 西石门铁矿各地质体全岩的 Fe 同位素组成

Table 2 Fe isotope compositions of bulk samples of major geological bodies of Xishimen

样品号	岩性	$\delta^{56}\text{Fe}$	2se	$\delta^{57}\text{Fe}$	2se	2se*	N	
BLS2-05	闪长岩	0.142	0.052	0.212	0.104	0.012	4	
XSM2-130503-05		0.223	0.040	0.342	0.070	0.042	4	
BLS2-03	蚀变闪长岩	-0.048	0.052	-0.005	0.104	0.050	4	
XSM3-130504-08		-0.003	0.040	-0.040	0.070	0.035	4	
XSM3-130504-11		0.064	0.040	0.049	0.070	0.024	4	
XSM3-130504-12		0.043	0.040	0.014	0.070	0.067	4	
XSM2-130503-03		0.085	0.040	0.131	0.070	0.035	4	
XSM4-130506-21	钠长岩	0.034	0.052	0.099	0.104	0.041	4	
XSM4-130506-35		0.101	0.052	0.124	0.104	0.066	4	
XSM4-130506-36		0.033	0.052	0.042	0.104	0.062	4	
XSM2-130503-02	矽卡岩	0.025	0.052	-0.004	0.104	0.029	4	
XSM2-130503-04		-0.085	0.040	-0.144	0.070	0.029	4	
XSM2-130503-01	磁铁矿矿石	0.008	0.040	0.034	0.070	0.015	4	
XSM3-130504-06		0.034	0.040	-0.001	0.070	0.018	4	
XSM3-130504-09		0.115	0.040	0.193	0.070	0.047	4	
XSM3-130504-14		0.047	0.040	0.082	0.070	0.031	4	
XSM3-130504-16		0.054	0.040	0.053	0.070	0.015	4	
XSM3-130504-18		0.111	0.040	0.135	0.070	0.046	4	
XSM3-130504-33		0.113	0.040	0.191	0.070	0.038	4	
XSM4-130506-22		0.105	0.052	0.131	0.104	0.022	4	
XSM4-130506-23		0.079	0.052	0.132	0.104	0.043	4	
XSM4-130506-26		0.060	0.052	0.087	0.104	0.040	4	
XSM4-130506-29		0.049	0.040	0.049	0.070	0.041	4	
XSM4-130506-34		0.067	0.052	0.089	0.104	0.053	4	
XSM3-130504-17		大理岩	-0.320	0.040	-0.440	0.070	0.030	4

X8 树脂的聚丙烯离子交换柱进行 Fe 的提纯分离。该化学分离流程重复 2 次,以确保杂质被完全移除。Fe 同位素测量采用 Neptune Plus 接收等离子质谱仪 (MC-ICPMS),在“中”分辨模式下进行。仪器分馏通过“样品-标样”(SSB)间差法修正。数据在线下处理,以标准 δ 值报道 ($\delta^i\text{Fe} = [({}^i\text{Fe}/{}^{54}\text{Fe})_{\text{sample}}/({}^i\text{Fe}/{}^{54}\text{Fe})_{\text{standard}} - 1] \times 1000$),此处 i 可能为 56 或 57。为获得更好的外部再现性,每份样品溶液重复测定了 4 次,表 2 中结果为 4 次重复分析结果的平均值 ($N=4$)。误差按在 Dauphas *et al.*, 2009 方法报告。基于重复分析结果的常规标准误差也在表 2 中列出为 2se* 作为参考。 $\delta^{56}\text{Fe}$ 测量的外部精密性与准确度在 0.04‰ 以内 (He *et al.*, 2014)。

4 实验结果

4.1 全岩地球化学特征

样品的主量元素列于表 1,闪长岩 SiO_2 变化范围 59.14% ~ 62.59%,全铁含量为 2.34% ~ 4.64%,MgO 含量为 1.70% ~ 3.95%,CaO 含量为 2.62% ~ 7.80%, Na_2O 含量为 7.25% ~ 8.56%。钠长岩 SiO_2 变化范围 55.38% ~

64.19%,全铁含量为 0.69% ~ 2.04%,MgO 含量为 0.15% ~ 1.69%,CaO 含量为 3.52% ~ 7.33%, Na_2O 含量为 7.57% ~ 9.62%。在闪长岩-钠长岩地球化学散点图解中,部分主量元素之间呈较为良好的线性关系如下(图 4):FeO 与 TiO_2 、MgO 与 TiO_2 呈明显的线性正相关, Na_2O 与 SiO_2 呈微弱线性正相关,而 Na_2O 与 CaO 呈线性负相关。在磁铁矿地球化学散点图解中(图 5),全铁相对于 $\text{Mg}^\#$ 和 Na_2O 都呈较为明显的负相关关系,说明在铁矿体中,伴随着铁质的富集,镁质和钠质逐渐降低。

4.2 Fe 同位素地球化学特征

Fe 同位素数据列于表 2,所测 25 个样品的 Fe 同位素组成的总体变化范围为 $\delta^{56}\text{Fe} = -0.320\text{‰} \sim 0.223\text{‰}$,平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.048\text{‰} \pm 0.197(2\text{SD}, n=25)$ 。其中,闪长岩 Fe 同位素组成的变化范围为 $\delta^{56}\text{Fe} = -0.048\text{‰} \sim 0.223\text{‰}$,平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.070\text{‰} \pm 0.197(2\text{SD}, n=6)$;钠长岩 Fe 同位素组成的变化范围为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.033\text{‰} \sim 0.101\text{‰}$,平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.063\text{‰} \pm 0.070(2\text{SD}, n=4)$;磁铁矿矿石 Fe 同位素组成的变化范围为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.008\text{‰} \sim 0.115\text{‰}$,平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} =$

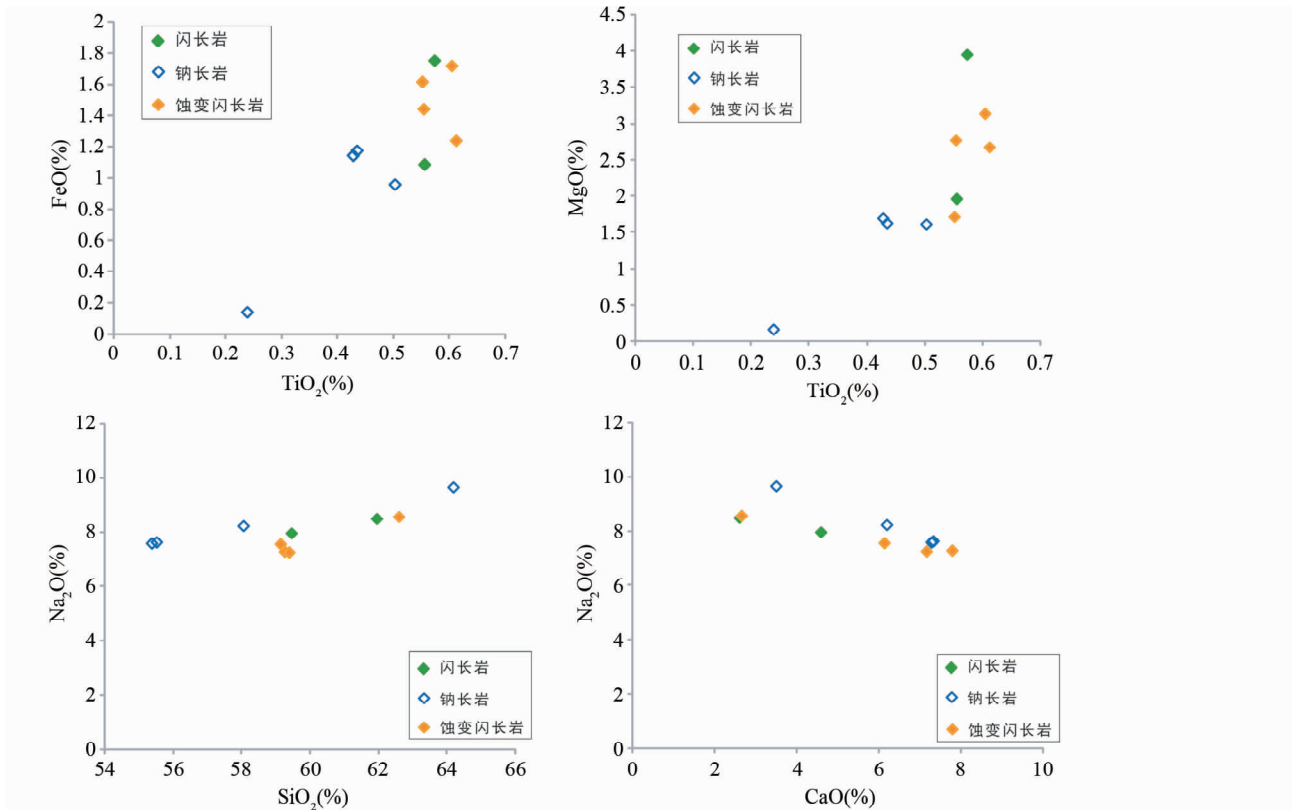


图4 西石门闪长岩和钠长岩主量元素协变图解

Fig. 4 Major elements relevant covariance diagrams for diorite and albitite of Xishimen

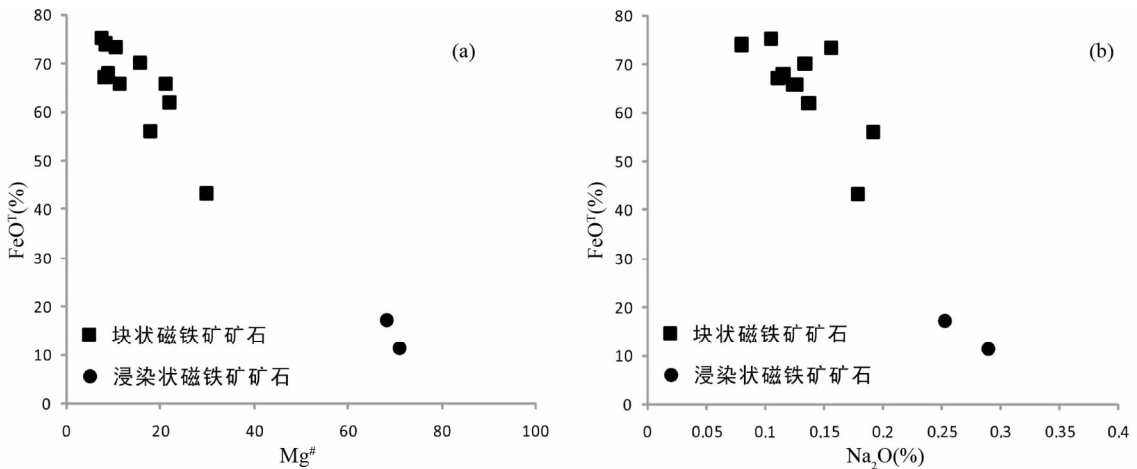


图5 西石门磁铁矿矿石主量元素协变图解

Fig. 5 Major elements relevant covariance diagrams for magnetite ores of Xishimen

0.065‰ ± 0.089 (2SD, n = 12); 2个矽卡岩 Fe 同位素分别为 -0.085‰ 和 0.025‰; 灰岩样品的 $\delta^{56}\text{Fe}$ 为 0.187‰, 大理岩样品的 $\delta^{56}\text{Fe}$ 为 -0.320‰ (图6)。通过矿体的 12 件磁铁矿矿石 Fe 同位素与采样位置高程关系图 (图7) 可见, 磁铁矿矿石采样高程与 $\delta^{56}\text{Fe}$ 有明显的负相关关系, 即矿体下部比上部富集铁的重同位素。

5 讨论

5.1 Fe 同位素组成变化成因

下文论述本文观察到的各类样品中的 Fe 同位素变化范围的成因。闪长岩的 Fe 同位素变化范围虽然总体落在火成

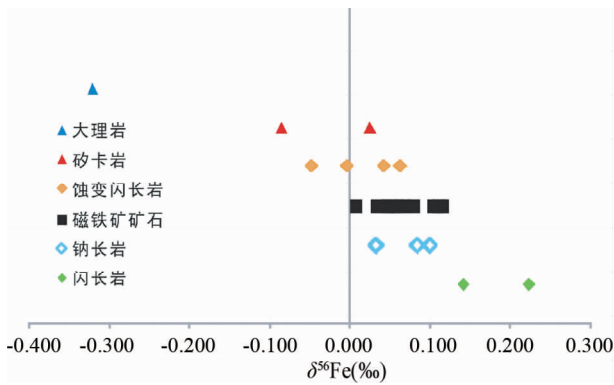


图6 西石门主要地质体 Fe 同位素组成
Fig.6 Fe isotope compositions for major geological bodies of Xishimen

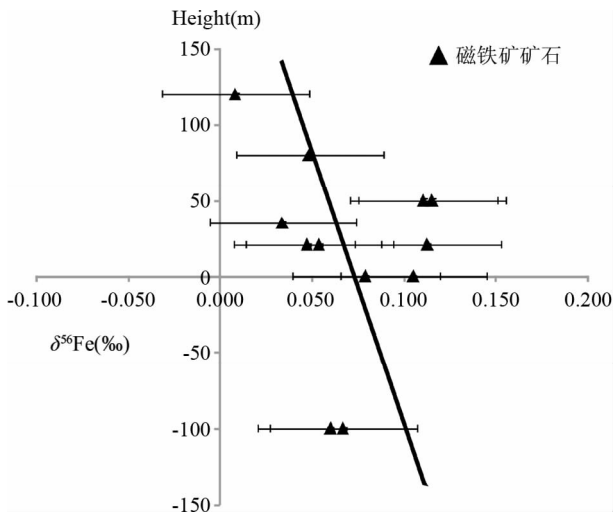


图7 西石门铁矿 Fe 同位素与采样高程关系图解
Fig.7 Relationship diagrams for Fe isotope and sampling height of Xishimen

岩的变化范围之内(图8、图9)(Beard *et al.*, 2003a; Weyer and Ionv, 2007; Teng *et al.*, 2008, 2013; Sossi *et al.*, 2012; Telus *et al.*, 2012),而且显著大于 $\delta^{56}\text{Fe}$ 测量的外部精密度与准确度 ($\leq 0.04\%$)。前人研究表明,Fe 同位素分馏和铁的赋存价态(Fe^{2+} 和 Fe^{3+})有直接关系,一般富 Fe^{3+} 的矿物或介质比富 Fe^{2+} 的矿物或介质富集重 Fe 同位素 (Johnson *et al.*, 2002; Dauphas *et al.*, 2009)。岩浆结晶过程中,磁铁矿一般富集重 Fe 同位素 (Sossi *et al.*, 2012)。分离结晶可导致显著的 Fe 同位素分馏,橄榄石 + 辉石分离结晶会使残余熔体变重 (Teng *et al.*, 2008; Sossi *et al.*, 2012),磁铁矿分离结晶会使残余熔体变轻 (Sossi *et al.*, 2012)。然而,西石门闪长岩的主量元素组成变化不明显,且 $\delta^{56}\text{Fe}$ 和 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ 及 TiO_2 等岩浆分异指标无相关性(表1、表2、图10),说明上述 Fe 同位素变化范围不是岩浆分离结晶的结果。流体出溶和

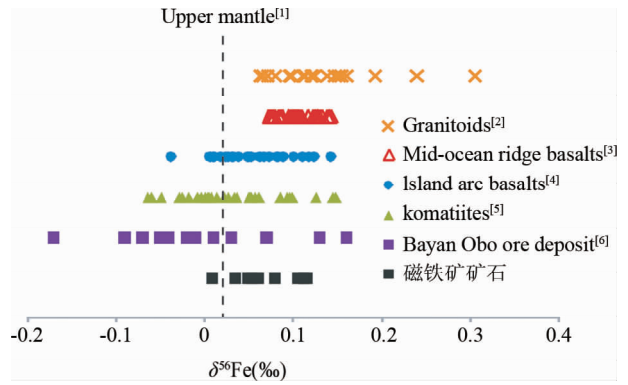


图8 西石门磁铁矿矿石与不同类型火成岩及铁矿 Fe 同位素组成
参考文献:[1] Weyer *et al.*, 2007; [2] Telus *et al.*, 2012; [3] Teng *et al.*, 2013; [4] Dauphas *et al.*, 2009; [5] Dauphas *et al.*, 2010; [6] Sun *et al.*, 2013
Fig.8 Fe isotope compositions for Xishimen magnetite ores, different-type igneous rocks and iron ores

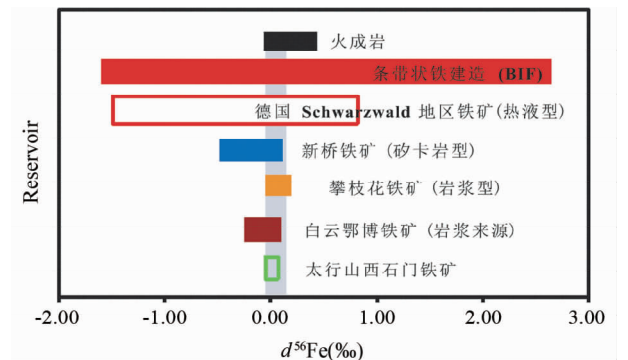


图9 西石门铁矿与不同类型铁矿 Fe 同位素组成
注:垂直灰色条带表示大多数火成岩的 $\delta^{56}\text{Fe}$ 变化范围:0.0% ~ 0.2%。参考文献:火成岩:Teng *et al.*, 2008; Sossi *et al.*, 2012; Telus *et al.*, 2012; Heimann *et al.*, 2008; Poitrasson and Freydl, 2005; Schuessler *et al.*, 2009; 条带状铁建造 (BIF): Dauphas *et al.*, 2004, 2007a, b; Planavsky *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2008; Johnson *et al.*, 2008; Frost *et al.*, 2007; Hyslop *et al.*, 2008; Li and Zhu, 2012; Sun *et al.*, 2013; 德国 Schwarzwald 地区铁矿: Markl *et al.*, 2006; 新桥铁矿: Wang *et al.*, 2011; 攀枝花铁矿: 王跃和朱祥坤, 2012; 白云鄂博铁矿: Sun *et al.*, 2013
Fig.9 Fe isotope compositions for Xishimen ore and different-type iron ores

蚀变是导致岩浆岩 Fe 同位素分馏的另一机制 (Poitrasson and Freydl, 2005; Heimann *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2011)。出溶流体以 FeCl_2 的形式从岩浆带出轻 Fe 同位素而使残余岩浆 Fe 同位素变重。西石门闪长岩大多数经历不同程度的蚀变,LOI 越大, FeO^{T} 降低, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ 降低, Fe 同位素变重 (图11)。西石门闪长岩的 Fe 同位素变化范围可能是流体

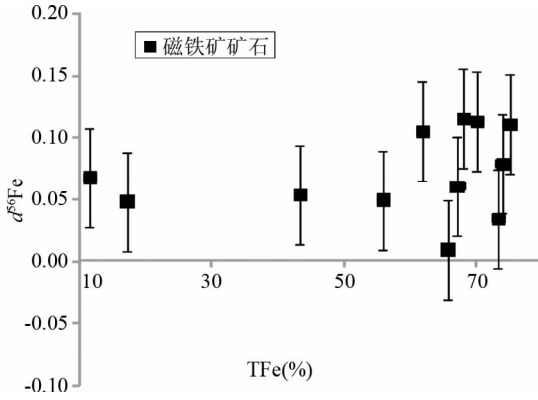


图 10 西石门铁矿 Fe 同位素与全铁含量关系图解

Fig. 10 Relationship diagrams for Fe isotope and total iron content of Xishimen

作用的结果,原始岩浆氧逸度较高(Fe^{3+}/Fe^T 可达 0.62 ~ 0.79),随流体迁移出的铁质富集 Fe^{3+} 离子。

西石门铁矿大理岩的铁含量很低, FeO^T 为 0.25%,测定大理岩的 $\delta^{56}Fe$ 为 $-0.320 \pm 0.04\text{‰}$,落在全球典型碳酸盐岩高度变化的 $\delta^{56}Fe$ 范围内 (Johnson *et al.*, 2013; Sun *et al.*, 2013)。矽卡岩的 Fe 同位素组成相对比较均一, $\delta^{56}Fe$ 变化

范围为 $-0.085\text{‰} \sim 0.025\text{‰}$ 。矽卡岩的 FeO^T 为 3.85% ~ 6.23%,显著高于大理岩,此外,矽卡岩中可见大量自形磁铁矿。这说明矽卡岩中存在大量外来铁,很可能来自高温“矿浆”。然而,上文已述,闪长岩出溶流体可能具有较低的 $\delta^{56}Fe$,因此,矽卡岩中的磁铁矿更可能来自于“矿浆”。

铁矿石的 Fe 同位素能直接反映铁质来源,不同成因铁矿的 Fe 同位素变化范围有所不同 (图 9)。沉积型铁矿 (例如条带状铁建造) 和热液型铁矿具有高度变化的 $\delta^{56}Fe$,变化范围最高可达 5‰ (Dauphas *et al.*, 2004, 2007a, b; Planavsky *et al.*, 2012; 李志红等, 2008; 赵新苗, 2008; Johnson *et al.*, 2008; Frost *et al.*, 2007; Hyslop *et al.*, 2008; 李志红和朱祥坤, 2012; Markl *et al.*, 2006)。这是因为,低温下溶解态的 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 之间 Fe 同位素分馏系数 $\Delta^{56}Fe$ 高达 3.0‰ 左右 (Johnson *et al.*, 2002),水体或热液中结晶氧化物的 $\delta^{56}Fe$ 比介质自身显著重,而介质自身的 $\delta^{56}Fe$ 持续降低,产生了上述极大的 $\delta^{56}Fe$ 变化范围。矽卡岩型铁矿由于铁以热液的形式运移,在不同成矿阶段结晶磁铁矿和铁的硫化物,也会产生较大的 Fe 同位素分馏,且矿石的 $\delta^{56}Fe$ 相对于岩浆岩系统偏轻 (Wang *et al.*, 2011)。绝大部分文献报道火成岩的 $\delta^{56}Fe$

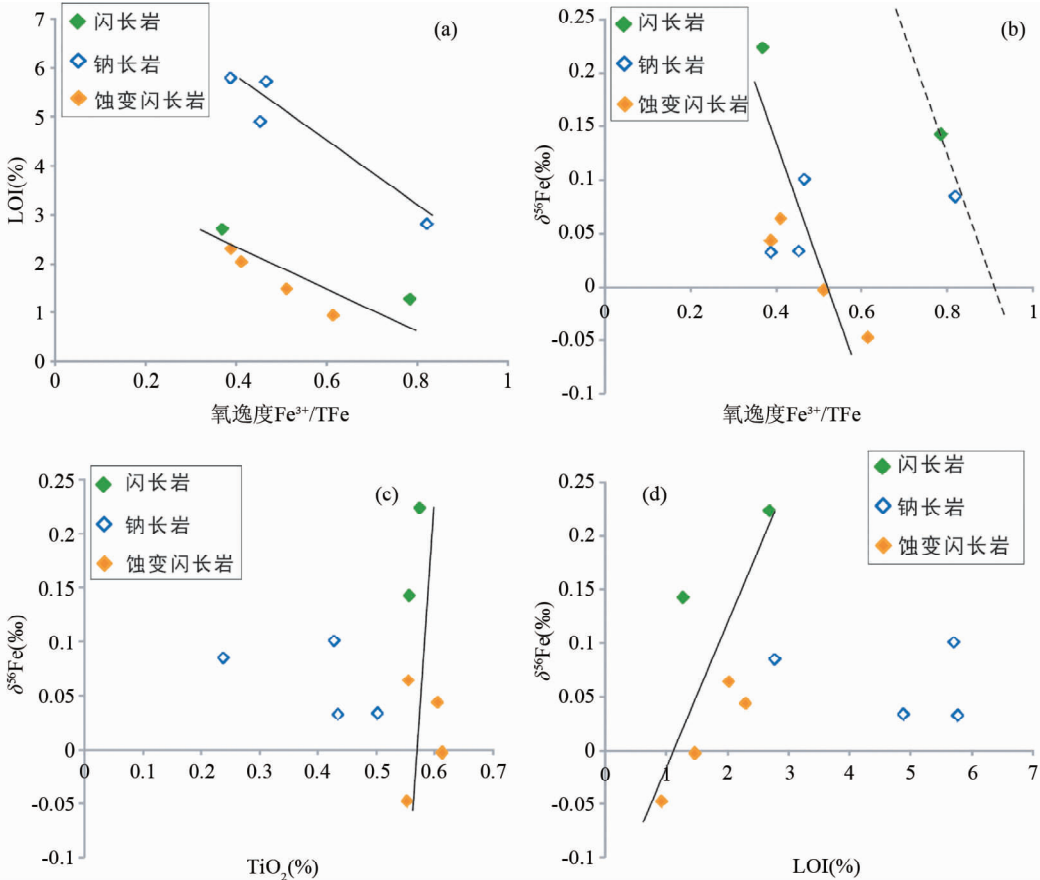


图 11 西石门闪长岩和钠长岩主要元素协变图解

Fig. 11 Major elements relevant covariance diagrams for diorite and albitite of Xishimen

落在 $0.0‰ \sim +0.2‰$ (Zhu *et al.*, 2002; Beard *et al.*, 2003a, b; Halverson *et al.*, 2004; 王跃和朱祥坤, 2012; Weyer *et al.*, 2007; Dauphas *et al.*, 2009, 2010; Telus *et al.*, 2012; Teng *et al.*, 2008, 2013)。攀枝花岩浆型钒钛磁铁矿和白云鄂博岩浆成因铁矿的 Fe 同位素组成基本和火成岩一致 (Sun *et al.*, 2013)。西石门磁铁矿矿石的 Fe 同位素组成很均一, $\delta^{56}\text{Fe}$ 变化范围为 $0.008‰ \sim 0.115‰$, 平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.065‰ \pm 0.089$ (2SD, $n = 12$), 与平均火成岩的 $\delta^{56}\text{Fe}$ ($\sim 0.1‰$) 接近一致, 这说明西石门铁矿应该为高温“矿浆”型矿床。此外, 本文发现西石门磁铁矿矿石 $\delta^{56}\text{Fe}$ 和高程有一定的相关性, 高程越低, 磁铁矿系统偏重。这很可能是因为在高温的“矿浆”中, 由于 Fe 同位素分馏, Fe 的轻同位素富集在上部, Fe 的重同位素富集在下部, 当“矿浆”贯入时, Fe 的轻同位素优先运移到矿体上部, Fe 的重同位素随“矿浆”贯入时间较晚, 富集在矿体下部。因此, 只有呈贯入式的“矿浆”在岩浆通道中运移, 才能形成这种上轻下重的 Fe 同位素分馏。

5.2 矿床成因模式

通过野外考察、镜下观察和样品的分析测试, 认为西石门铁矿并非矽卡岩型铁矿床。首先, 铁矿体与围岩、闪长岩体与碳酸盐地层之间均呈侵入接触关系, 暗示大规模成矿作用发生在闪长质侵入体固结之后, 侵入体不再具有析出成矿物质的能力。这是不符合矽卡岩成矿模式的, 因为闪长岩体与灰岩之间的交代作用不是成矿过程的主导因素。而“矿浆”成矿模式却能很好地解释这种地质现象 (石准立等, 1981; 翟裕生等, 1982)。矽卡岩在矿体周围的确广泛存在且与矿体密切相关, 但相比于矿体, 矽卡岩规模均较小 (图 2), 不符合矽卡岩型铁矿床的基本特征。其次, 磁铁矿矿石 Fe 同位素变化范围较窄。BIF 型、热液交代型、矽卡岩型等铁矿 Fe 同位素组成变化非常大, Fe 同位素分馏非常明显, $\delta^{56}\text{Fe}$ 可达千分之几 (孙剑等, 2010), 其变化范围远远大于本区磁铁矿矿石 Fe 同位素变化范围。再者, 磁铁矿矿石 Fe 同位素组成平均值在 0 附近, 显示了较为均一的特征。结合研究区地质资料, 成矿后期未发现较大的变质作用, 所以磁铁矿矿石中的 Fe 来源于高温“矿浆”。在“矿浆”高温条件下, Fe 同位素值能够相对均一化 (孙剑等, 2010), 即形成的铁矿石中的 Fe 同位素值和 Fe 的含量没有线性关系 (图 10)。此外, 磁铁矿矿石 Fe 同位素组成与平均火成岩 Fe 同位素组成接近, 且与闪长岩、钠长岩的 Fe 同位素组成无系统差别, 正面排除了铁矿是岩体与碳酸盐岩地层交代成因的可能。

西石门铁矿体为层状、脉状受断裂带控制, 矿体与碳酸盐岩地层接触界线截然, 矿体边缘有弧形焊接带, 均为“矿浆”贯入式的主要特征。矿石多为致密块状, 具有气

孔状构造的矿石是“矿浆”成矿的重要证据, 各种形态空洞状矿石之互层及其中磁铁矿晶体的发育均说明成矿方式为含大量气体的“矿浆”贯入, 只有粘稠的“矿浆”中含有大量气体时才可形成这类矿石 (石准立等, 1981; 翟裕生等, 1982)。西石门铁矿具有脉状矽卡岩、矿体与碳酸盐岩地层接触界线截然、碳酸盐岩蚀变现象不明显、发育气孔构造和流动构造等特征, 与岩浆通道成矿系统阐述的含矿岩浆通道具有较多碳酸盐岩捕虏体、发育流动构造和流体活动特征相似 (苏尚国和汤中立, 2010)。

在本区的深部很可能存在一个岩浆系统, 岩浆岩和矿体是原始岩浆发生分异作用的不同产物。铁矿体是由富铁富流体的“矿浆”通过上侵作用在构造薄弱部位就位结晶而形成的。而钠长岩可能是富铁“矿浆”固结过程中流体的排出而形成。富铁“矿浆”含有大量的流体, 而流体中钠质含量较高, 钠质的存在有利于“矿浆”的产生。但是如果单靠钠化析出来的铁来解释主矿体的形成是困难的, 以块状矿石为主的主矿体, 具有明显的充填特征, 应是出于深部分异的岩浆 (陈毓川等, 1981)。也就是说正是因为钠质的大量存在导致了富铁“矿浆”从原始岩浆中熔离出来, “矿浆”在冷凝过程中, 压力减小, 大量挥发分散逸, 钠质也随之分离, 大量的钠质在矿体上盘形成钠长岩。也就是说, 是“矿浆”的贯入形成了钠长岩, 而不是钠化生成了铁矿 (宋学信等, 1981)。总结了国内外“矿浆”成因的许多矿床, 这些矿床均发现了富碱, 特别是富钠的特征, 推测富钠是“矿浆”型铁矿的重要特征之一。综上所述, 本文认为本区铁矿床很可能为岩浆通道—“矿浆”贯入式成矿。

6 结论

(1) 西石门矿体与岩体、碳酸盐岩地层之间明显的接触界线和广泛发育的自形磁铁矿, 以及铁矿石中的气孔构造和杏仁构造说明“矿浆”含有可挥发分, 说明了西石门铁矿具有充填-贯入式特征。可挥发分的存在说明流体在“矿浆”上升运移过程中不可或缺。

(2) 闪长岩的 Fe 同位素变化范围虽然总体落在火成岩的变化范围之内, LOI 越大, FeO^T 降低, $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 降低, Fe 同位素变重。西石门闪长岩的 Fe 同位素变化范围可能是流体作用的结果, 原始岩浆氧逸度较高 ($\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 可达 $0.62 \sim 0.79$), 随流体迁移出的铁富集 Fe^{3+} 。

(3) 西石门磁铁矿矿石的 Fe 同位素组成非常均一, $\delta^{56}\text{Fe}$ 变化范围为 $0.008‰ \sim 0.115‰$, 平均值为 $\delta^{56}\text{Fe} = 0.065‰ \pm 0.089$ (2SD, $n = 11$), 与平均火成岩的 $\delta^{56}\text{Fe}$ ($\sim 0.1‰$) 一致, 这说明西石门铁矿应该为高温“矿浆”型矿床。西石门磁铁矿矿石 $\delta^{56}\text{Fe}$ 和高程有明显的负相关关系, 呈上轻下重的 Fe 同位素分馏, 是“矿浆”运移方向是从下部往上部运移的证据。

(4) 西石门铁矿矿体与碳酸盐岩地层之间的界线清晰截然,并非“邯邢式”铁矿床,结合矿相学特征和矿床 Fe 同位素特征,认为本区铁矿床很可能为岩浆通道—“矿浆”贯入式成矿。在富挥发分流体的作用下,岩浆液态不混溶作用所产生的富铁“矿浆”上升,受到 NNE 向张性大断裂造成的减压效应影响,“矿浆”沿构造薄弱带中岩浆通道运移,深部压力的释放和流体中的钠质促使“矿浆”熔点降低,最终以充填-贯入式成矿。

致谢 在野外考察过程中得到西石门铁矿、南铭河铁矿及北铭河铁矿领导和技术人员的支持和帮助,得到中国地质大学(北京)武安实习基地提供的食宿方便。分析测试得到中国地质大学(北京)王天天博士、陈艳博士和吴洪杰硕士的帮助;成文过程就一些关键问题与宋晨博士、朱斌博士和蒋校硕士进行了有益的交流讨论;罗照华老师、游振东老师在审阅论文时提出了很多建设性的意见和建议;在此向以上各位老师及单位表示最诚挚的谢意。

谨以此文献给邓晋福老师。先生的严谨、博学及孜孜不倦的精神给后辈留下了深刻印象。祝先生健康长寿、青春永驻。

References

- Beard BL, Johnson CM, Von Damm KL and Poulson RL. 2003a. Iron isotope constraints on Fe cycling and mass balance in oxygenated Earth oceans. *Geology*, 31(7): 629–632
- Beard BL, Johnson CM, Skulan JL, Neelson KH, Cox L and Sun H. 2003b. Application of Fe isotopes to tracing the geochemical and biological cycling of Fe. *Chemical Geology*, 195(1–4): 87–117
- Belshaw NS, Zhu XK, Guo Y and O’Nions RK. 2000. High precision measurement of iron isotopes by plasma source mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, 197(1–3): 191–195
- Chen YC, Sheng JF and Ai YD. 1981. Meishan Iron Deposit: An Ore Magma Hydrothermal Deposit. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 2(1): 26–48 (in Chinese with English abstract)
- Dauphas N, van Zuilen M, Wadhwa M, Davis AM, Marty B and Janney PE. 2004. Clues from Fe isotope variations on the origin of Early Archean BIFs from Greenland. *American Association for the Advancement of Science*, 306(5704): 2077–2080
- Dauphas N, Cates NL, Mojzsis SJ and Busigny V. 2007a. Identification of chemical sedimentary protoliths using iron isotopes in the > 3750Ma Nuvvuagittuq supracrustal belt, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(3–4): 358–376
- Dauphas N, van Zuilen M, Busigny V, Lepland A, Wadhwa M and Janney PE. 2007b. Iron isotope, major and trace element characterization of Early Archean supracrustal rocks from SW Greenland: Protolith identification and metamorphic overprint. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71(19): 4745–4770
- Dauphas N, Craddock PR, Asimow PD, Bennett VC, Nutman AP and Ohnenstetter D. 2009. Iron isotopes may reveal the redox conditions of mantle melting from Archean to Present. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1–2): 255–267
- Dauphas N, Teng FZ and Arndt NT. 2010. Arndt. Magnesium and iron isotopes in 2.7Ga Alexo komatiites: Mantle signatures, no evidence for Soret diffusion, and identification of diffusive transport in zoned olivine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(11): 3274–3291
- Frost CD, von Blanckenburg F, Schoenberg R, Frost BR and Swapp SM. 2007. Preservation of Fe isotope heterogeneities during diagenesis and metamorphism of banded iron formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(2): 211–235
- Halverson GP, Maloof AC and Hoffman PF. 2004. The Marinoan glaciations (Neoproterozoic) in Northeast Svalbard. *Basin Research*, 16(3): 297–324
- He YS, Ke S, Teng FZ, Wang TT, Wu HJ, Lu YH and Li SG. 2014. High precision iron isotope analysis of geological reference materials by high resolution MC-ICP-MS. *Geoanalytical and Geostandard Research*, doi: 10.1111/j.1751–908X.2014.00304.x
- Heimann A, Beard BL and Johnson CM. 2008. The role of volatile exsolution and sub-solidus fluid/rock interactions in producing high $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ ratios in siliceous igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(17): 4379–4396
- Hyslop EV, Valley JW, Johnson CM and Beard BL. 2008. The effects of metamorphism on O and Fe isotope compositions in the Biwabik Iron Formation, northern Minnesota. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(3): 313–328
- Johnson CM, Skulan JL, Beard BL, Sun H, Neelson KH and Braterman PS. 2002. Isotopic fractionation between Fe(III) and Fe(II) in aqueous solutions. *Earth and Planetary Science Letters*, 195(1–2): 141–153
- Johnson CM, Beard BL, Klein C, Beukes NJ and Roden EE. 2008. Iron isotopes constrain biologic and abiologic processes in banded iron formation genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(1): 151–169
- Johnson CM, Ludois JM, Beard BL, Beukes NJ and Heimann A. 2013. Iron formation carbonates: Paleooceanographic proxy or recorder of microbial diagenesis? *Geology*, 41: 1147–1150
- Li LM. 1986. Discuss of metalotectonic controlling factors of Hanxing-style iron ore. *Geology and Prospecting*, 22(4): 1–11 (in Chinese with English abstract)
- Li ZH, Zhu XK and Tang SH. 2008. Characters of Fe isotopes and rare earth elements of banded iron formations from Anshan-Benxi area: Implications for Fe source. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(4): 285–290 (in Chinese with English abstract)
- Li ZH and Zhu XK. 2012. Geochemical features of Xuanlong type iron ore deposit in Hebei Province and their geological significances. *Acta Petrologica Sinica*, 28(9): 2903–2911 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Deng JF, Cao YQ, Guo ZF and Mo XX. 1999. On Late Paleozoic-Early Mesozoic volcanism and regional tectonic evolution of eastern Kunlun, Qinghai Province. *Geoscience*, 13(1): 51–56 (in Chinese with English abstract)
- Markl G, von Blanckenburg F and Wagner T. 2006. Iron isotope fractionation during hydrothermal ore deposition and alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(12): 3011–3030
- Planavsky N, Rouxel OJ, Bekker A, Hofmann A, Little CTS and Lyons TW. 2012. Iron isotope composition of some Archean and Proterozoic iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 80: 158–169
- Poitrasson F and Freyrier R. 2005. Heavy iron isotope composition of granites determined by high resolution MC-ICP-MS. *Chem. Geol.*, 222(1–2): 132–147
- Schuessler JA, Schoenberg R and Sigmarrsson O. 2009. Iron and lithium isotope systematics of the Hekla volcano, Iceland: Evidence for Fe isotope fractionation during magma differentiation. *Chem. Geol.*, 258(1–2): 78–91
- Shen JF, Santosh M, Li SR, Zhang HF, Yin N, Dong GC, Wang YJ, Ma GG and Yu HJ. 2013. The Beiminghe skarn iron deposit, eastern China: Geochronology, isotope geochemistry and implications for the destruction of the North China Craton. *Lithos*, 156–159:

218-229

- Shi ZL, Jin ZM, Xiong PF, Wang DY and Huang KK. 1981. A preliminary discussion on problems of ore-magma mineralization of "daye type" iron deposit at Tieshan, Hubei. *Earth Science*, (2): 145-154 (in Chinese with English abstract)
- Song XX, Chen YC, Sheng JF and Ai YD. 1981. On iron deposits formed from volcanogenic hypabyssal ore magma. *Acta Geologica Sinica*, (1): 41-55 (in Chinese with English abstract)
- Sossi PA, Foden JD and Halverson GP. 2012. Redox-controlled iron isotope fractionation during magmatic differentiation: An example from the Red Hill intrusion, S. Tasmania. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 164(5): 757-772
- Su SG, Deng JF, Zhao GC, Zhao XG and Liu C. 2006. Characteristics, origin and resource property of Xuejiashiliang complex, Beijing area and their relationship with the way of lithospheric thinning. *Earth Science Frontiers*, 13(2): 148-157 (in Chinese with English abstract)
- Su SG and Tang ZL. 2010. Theory and practice of magmatic system. *Mineral Deposits*, 29 (Suppl. 1): 885-886 (in Chinese)
- Sun J, Zhu XK, Chen YL and Fang N. 2010. Fe isotope preliminary study of Bayan Obo polymetallic deposits. *Mineral Deposits*, 29 (Suppl.): 837-838 (in Chinese with English abstract)
- Sun J, Zhu XK, Chen YL and Fang N. 2013. Iron isotopic constraints on the genesis of Bayan Obo ore deposit, Inner Mongolia, China. *Precambrian Research*, 235: 88-106
- Telus M, Dauphas N, Moynier F, Tissot FLH, Teng FZ, Nabelek PI, Craddock PR and Groat LA. 2012. Iron, zinc, magnesium and uranium isotopic fractionation during continental crust differentiation: The tale from migmatites, granitoids, and pegmatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97: 247-265
- Teng FZ, Dauphas N and Helz RT. 2008. Iron isotope fractionation during magmatic differentiation in Kilauea Iki lava lake. *Science*, 320(5883): 1620-1635
- Teng FZ, Dauphas N, Huang SC and Marty B. 2013. Iron isotopic systematics of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 107: 12-26
- Wang Y, Zhu XK, Mao JW, Li ZH and Cheng YB. 2011. Iron isotope fractionation during skarn-type metallogeny: A case study of Xinqiao Cu-S-Fe-Au deposit in the Middle-Lower Yangtze Valley. *Ore Geology Reviews*, 43(1): 194-202
- Wang Y and Zhu XK. 2012. Fe isotope systematics and its implications in ore deposit geology. *Acta Petrologica Sinica*, 28(11): 3638-3654 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y, Zhu XK, Cheng YB and Li ZH. 2013. Ore microscopy & Fe isotope of the Xinqiao deposit and their constraints on the ore genesis. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 43(6): 1787-1798 (in Chinese with English abstract)
- Wang YJ, Hu YY, Shen JF, Qu K, Yin N, Yu HJ and Ma GG. 2011. Sulfur and lead isotope composition and tracing for sources of ore-forming materials in Beiming River iron deposits, southern Taihang Mountains. *Geoscience*, 25(5): 846-852 (in Chinese with English abstract)
- Welch SA, Beard BL, Johnson CM and Braterman PS. 2003. Kinetic and equilibrium Fe isotope fractionation between aqueous Fe(II) and Fe(III). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(22): 4231-4250
- Weyer S, Anbar AD, Brey GP, Münker C, Mezger K and Woodland AB. 2005. Iron isotope fractionation during planetary differentiation. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2): 251-264
- Weyer S and Ionov DA. 2007. Partial melting and melt percolation in the mantle: The message from Fe isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(1-2): 119-133
- Weyer S, Anbar AD, Brey GP, Münker C, Mezger K and Woodland AB. 2007. Fe-isotope fractionation during partial melting on Earth and the current view on the Fe-isotope budgets of the planets (reply to the comment of Poirasson F and to the comment of Beard BL and Johnson CM on "Iron isotope fractionation during planetary differentiation" by Weyer S, Anbar AD, Brey GP, Münker C, Mezger K and Woodland AB). *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4): 638-646
- Wu FY, Lin JQ, Wilde SA, Zhang XO and Yang JH. 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1-2): 103-119
- Zhai YS, Shi ZL, Lin XD, Xiong PF, Wang DY, Yao SZ and Jin ZM. 1982. Genesis of "Daye-Type" iron ore deposits in eastern Hubei, China. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, (3): 239-251 (in Chinese with English abstract)
- Zhao XM, Zhu XK, Zhang HF and Tang SH. 2008. Applications of Fe isotopes to tracing mantle processes. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(5): 435-440 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YM, Lin WW, Bi CE, Li DX and Jiang CJ. 1990. Skarn Deposit of China. Beijing: Geological Publishing House, 1-15 (in Chinese with English abstract)
- Zheng JM, Xie GQ, Liu J, Chen MH, Wang SM, Guo SF, Gao X and Li GD. 2007. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of phlogopite from the Xishimen skarn iron deposit in the Handan-Xingtai area, southern Hebei, and its implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2513-2518 (in Chinese with English abstract)
- Zhu XK, Guo Y, Williams RJP, O'Nions RK, Matthews A, Belshaw NS, Canters GW, de Waal EC, Weser U, Burgess BK and Salvato B. 2002. Mass fractionation processes of transition metal isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(1-2): 47-62

附中文参考文献

- 陈毓川, 盛继福, 艾永德. 1981. 梅山铁矿——一个矿浆热液矿床. 中国地质科学院院报矿床地质研究所分刊, 2(1): 26-48
- 李黎明. 1986. 论邯邢式铁矿成矿构造控制因素. 地质与勘探, 22(4): 1-11
- 李志红, 朱祥坤, 唐素寒. 2008. 鞍山-本溪地区条带状铁建造的铁同位素与稀土元素特征及其对成矿物质来源的指示. 岩石矿物学杂志, 27(4): 285-290
- 李志红, 朱祥坤. 2012. 河北省宣龙式铁矿的地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 28(9): 2903-2911
- 罗照华, 邓晋福, 曹永清, 郭正府, 莫宣学. 1999. 青海省东昆仑地区晚古生代-早中生代火山活动与区域构造演化. 现代地质, 13(1): 51-56
- 石淮立, 金振民, 熊鹏飞, 王定域, 黄克宽. 1981. 湖北铁山“大冶式”铁矿床矿浆成矿问题的初探. 地球科学, (2): 145-154
- 宋学信, 陈毓川, 盛继福, 艾永德. 1981. 论火山-浅成矿浆铁矿床. 地质学报, (1): 41-55
- 苏尚国, 邓晋福, 赵国春, 赵兴国, 刘翠. 2006. 北京燕山地区薛家石梁杂岩体特征、成因、源区性质及岩石圈减薄方式. 地学前缘, 13(2): 148-157
- 苏尚国, 汤中立. 2010. 岩浆通道成矿系统的理论与实践. 矿床地质, 29(增刊): 885-886
- 孙剑, 朱祥坤, 陈岳龙, 房楠. 2010. 白云鄂博多金属矿床铁同位素初步研究. 矿床地质, 29(增刊): 837-838
- 王跃, 朱祥坤. 2012. 铁同位素体系及其在矿床学中的应用. 岩石学报, 28(11): 3638-3654
- 王跃, 朱祥坤, 程彦博, 李志红. 2013. 安徽新桥矿床矿浆学与 Fe 同位素特征及其对矿床成因的制约. 吉林大学学报(地球科学

- 版), 43(6): 1787-1798
- 王艳娟, 胡援越, 申俊峰, 曲凯, 殷娜, 于洪军, 马广刚. 2011. 太行山南段北洛河铁矿 S、Pb 同位素组成及其对成矿物质来源的示踪. 现代地质, 25(5): 846-852
- 翟裕生, 石准立, 林新多, 熊鹏飞, 王定域, 姚书振, 金振民. 1982. 鄂东大冶式铁矿成因的若干问题. 地球科学(武汉地质学院学报), (3): 239-251
- 赵新苗, 朱祥坤, 张宏福, 唐索寒. 2008. Fe 同位素在地幔地球化学研究中的应用及进展. 岩石矿物学杂志, 27(5): 435-440
- 赵一鸣, 林文蔚, 毕承恩, 李大新, 蒋崇俊. 1990. 中国矽卡岩矿床. 北京: 地质出版社, 1-15
- 郑建民, 谢桂青, 刘珺, 陈懋弘, 王三民, 郭少峰, 高雄, 李广栋. 2007. 河北省南部邯郸-邢台地区西石门矽卡岩型铁矿床金云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年及意义. 岩石学报, 23(10): 2513-2518