

· 综述与进展 ·

铁氧化物氧同位素示踪原理及其在铁矿成因研究中的应用

骆文娟¹, 孙 剑²

(1. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2. 中国地质科学院 地质研究所, 自然资源部同位素地质重点实验室, 自然资源部深地动力学重点实验室, 北京 100037)

摘 要: 铁氧化物(以磁铁矿和赤铁矿最为常见)是铁矿床中最主要的含铁矿物, 其氧同位素地球化学对于铁矿的成因研究具有重要意义。本文在总结了铁氧化物氧同位素分馏理论、不同成因类型铁矿形成过程的基础上, 对世界主要类型铁矿铁氧化物的氧同位素组成特征和分馏规律进行了总结, 并以新疆智博、查岗诺尔、备战海相火山岩型铁矿为例, 开展了磁铁矿氧同位素地球化学研究。结果发现, 这些铁矿中磁铁矿氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 集中在 1‰ ~ 3‰ 之间, 表明其形成于岩浆作用主导的高温岩浆/岩浆-热液环境, 后期低温热液作用对铁的成矿作用影响有限。

关键词: 氧同位素; 磁铁矿; 赤铁矿; 铁矿; 地球化学

中图分类号: P597+.2; P618.31

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2019)01-0121-10

Oxygen isotope geochemistry of Fe oxide minerals and its applications to the study of iron ore deposit

LUO Wen-juan¹ and SUN Jian²

(1. MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Key Laboratory of Deep-Earth Dynamics of Ministry of Natural Resources, MNR Key Laboratory of Isotope Geology, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: As Fe oxide minerals such as magnetite and hematite are the main Fe-bearing minerals in iron ore deposits, their oxygen isotope geochemistry has great potentials in tracing the genesis of iron ore deposits. In this paper, based on the summarization of the basic principles of oxygen isotope fractionation in Fe oxide minerals and the general processes related to iron mineralization, the authors calculated oxygen isotope distributions of Fe oxide minerals in different types of iron ores, and the results were compared with the data previously obtained from various iron ores. Then a case study was carried out on submarine volcanic-hosted iron ore deposits from Zhibo, Chagangnuoer, and Beizhan iron ore deposits in Xinjiang for their oxygen isotope compositions of magnetite. The results show that the magnetite of these deposits have $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ mainly between 1‰ and 3‰, indicating that their formation was mainly controlled by high-temperature magmatic or magmatic-hydrothermal processes, with the late-stage low-temperature alteration having little effect on the iron mineralization.

Key words: oxygen isotopes; magnetite; hematite; iron ore deposit; geochemistry

收稿日期: 2018-10-15; 接受日期: 2018-12-10; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41403009, 41503041, 41773018); 中央公益性科研院所基本科研业务费专项基金(J1624, K1412)

作者简介: 骆文娟(1986-), 女, 博士, 助理研究员, 主要从事海相火山岩型铁矿研究, E-mail: luowenjuan05@126.com; 通讯作者: 孙 剑(1986-), 男, 博士, 副研究员, 主要从事同位素地球化学研究, E-mail: sunjiantc@163.com。

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41403009, 41503041, 41773018); Fundamental Research Funds for the Central Public Welfare Research Institutes (J1624, K1412)

自上个世纪 Urey(1947)建立稳定同位素地球化学理论以来,氧同位素理论体系已不断得到发展和完善(郑永飞等, 2000),并广泛应用于地球科学的各个领域。其中一个重要的应用领域是矿床成因研究(Pat Shanks, 2014)。铁矿中最主要的含铁矿物是铁氧化物,以磁铁矿和赤铁矿最为常见;化学沉积铁矿原始的含铁矿物主要为铁氢氧化物。前人已对铁氧化物、铁氢氧化物开展过大量的氧同位素分馏系数的理论计算和实验测定(Becker and Clayton, 1976; Yapp, 1990a, 1990b, 1990c; Zheng, 1991, 1993, 1995, 1998; Bao and Koch, 1999),并应用铁氧化物的氧同位素对铁矿开展矿床成因研究(Thorne *et al.*, 2009; 李延河等, 2010, 2017; Jons-son *et al.*, 2013)。前人研究显示,铁氧化物的氧同位素组成对于铁矿的成因研究有很好的应用潜力;但是铁氧化物的氧同位素分馏行为与常见硅酸盐矿物有一定差别,不能按传统的思路来简单地应用。本文将对铁氧化物氧同位素的原理进行系统总结梳理,并且以新疆西天山地区的海相火山岩型铁矿为例,介绍其在铁矿成因研究中的应用。

1 铁矿的分类、形成过程及成矿流体类型

铁在自然界中普遍存在。铁是亲铁元素,从地核到地幔到地壳,铁的含量依次降低。铁在溶液中的存在形式和氧逸度、pH 值有关,在还原、酸性条件下为 Fe^{2+} ,氧化、碱性条件下易形成铁的氢氧化物 $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$ 。自然界中铁矿的富集过程主要有两类:①与岩浆过程有关:来自地幔的基性-超基性岩浆或富 P、Na 碱性岩浆分异演化过程发生铁的分离和富集;②与喷流沉积、氧化沉淀过程有关:海底热液过程使海水不断发生循环,在还原酸性条件下淋洗萃取围岩中的铁,喷流热液(热卤水)进入海水后发生氧化沉淀;前寒武时期海水氧逸度比现在低很多,因此海水中可以溶解大量铁,在一定条件下氧化形成条带状铁建造(这也是世界铁矿资源的主要来源)。

铁矿的形成过程总伴有流体或水的参与,例如岩浆水、海水和大气降水,这些不同类型的成矿流体的氧同位素组成特征前人已有总结。以海水平均值

SMOW 为标准(本文中的氧同位素数据均以 SMOW 为标准),岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$;海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 稳定在 $0 \pm 1\text{‰}$;大气降水主要由海水蒸发冷凝形成,相对海水富集氧的轻同位素, $\delta^{18}\text{O}$ 一般为 $-20\text{‰} \sim 0\text{‰}$,平均值 -4‰ (姚书振, 1988; 陈振胜等, 1992; 郑永飞等, 2000)。自然界中还存在一些其他的流体类型,如变质水、孔隙水等,但与这些类型流体相关的铁矿较少。

前人对世界上不同的铁矿进行过系统的分类(Dill, 2010; 翟裕生等, 2011; Zhang *et al.*, 2013)。本文根据铁矿的形成温度与流体性质,将铁矿细分为以下几类:

(1) 岩浆型。铁矿形成的环境为岩浆体系,受岩浆结晶分异、不混溶等过程控制,温度通常 $> 600^\circ\text{C}$ (Robb, 2005)。主要含铁矿物为磁铁矿,与其平衡的成矿流体为岩浆水。典型的例子包括与镁铁质岩相关的钒钛磁铁矿(攀枝花等)、与碱性岩-碳酸岩相关的铁矿(俄罗斯 Kola 碱性-碳酸岩杂岩体)、基鲁纳磷灰石-磁铁矿(低钛)型铁矿。

(2) 高温岩浆-热液型。铁矿的形成主要受岩浆作用控制,但铁矿显示有热液参与的特征,其形成环境可能为岩浆期后热液体系,也可能有外来热液(大气水等)的混合,或者形成之后受热液交代,铁矿形成温度 $> 300^\circ\text{C}$ 。主要铁矿物为磁铁矿,与其平衡的成矿流体为岩浆-热液水。典型的例子为矽卡岩型铁矿。火山岩型铁矿中的部分铁矿也可能属于这一类型。

(3) 中低温热液、表生风化型。铁矿形成的环境为低温热液体系,受低温热液交代作用控制,温度通常 $< 300^\circ\text{C}$ 。主要铁矿物为磁铁矿、赤铁矿,与其平衡的成矿流体为低温热液水(再循环海水、大气水、地下水)。典型的例子有构造带控制的铁矿、风化淋滤型铁矿。

(4) 火山-沉积、沉积、沉积-变质型。铁矿形成的环境为海水体系,受化学沉积过程、成岩作用、变质-热液作用控制,温度通常 $< 300^\circ\text{C}$,少数经历高级变质作用也可高达 600°C 。主要铁矿物为铁氢氧化物、赤铁矿、磁铁矿,与其平衡的成矿流体为海水、大气降水、低温热液。典型的例子有宣龙式铁矿、宁乡式铁矿、喷流沉积铁矿、条带状铁建造。

2 氧同位素分馏理论

2.1 铁氧化物与 H_2O 之间的氧同位素平衡分馏

自然界中主要的铁氧化物包括赤铁矿、磁铁矿、铁氢氧化物(如针铁矿、褐铁矿)。这些矿物与水的氧同位素平衡分馏理论计算公式如下(Zheng, 1991, 1993, 1998):

$$\text{磁铁矿 } Fe^{3+}(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4: 1000 \ln \alpha_{\text{磁铁矿-水}} = 3.02 \times 10^6/T^2 - 12.00 \times 10^3/T + 3.31$$

$$\text{赤铁矿 } (Fe^{3+})_2O_3: 1000 \ln \alpha_{\text{赤铁矿-水}} = 2.69 \times 10^6/T^2 - 12.82 \times 10^3/T + 3.78$$

$$\text{褐铁矿 } Fe(OH)_3: 1000 \ln \alpha_{\text{褐铁矿-水}} = 3.96 \times 10^6/T^2 - 8.24 \times 10^3/T + 2.37$$

$$\text{针铁矿 } FeO(OH): 1000 \ln \alpha_{\text{针铁矿-水}} = 3.31 \times 10^6/T^2 - 10.39 \times 10^3/T + 2.74$$

$$\text{石英 } SiO_2: 1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 4.48 \times 10^6/T^2 - 4.77 \times 10^3/T + 1.71$$

其中, α 表征在热力学平衡条件下两种物质之间同位素分馏的程度(郑永飞等, 2000), 是矿物与水之间的分馏系数, T 是绝对温度(K)。

矿物-水的氧同位素平衡分馏曲线如图1所示。从图1中可以看出, 铁氧化物明显比石英的氧同位素组成要轻。平衡条件下, 氧同位素组成顺序通常为: 石英 > 铁氢氧化物(褐铁矿 > 针铁矿) > H_2O > 磁铁矿 > 赤铁矿; 但是在高温条件下, 氧同位素组成顺序为 H_2O > 铁氢氧化物 > 磁铁矿 > 赤铁矿。

2.2 流体反应、变质作用、相变对铁氧化物氧同位素影响

在平衡条件下, 铁氧化物(磁铁矿、赤铁矿)比 H_2O 的氧同位素组成更轻(图1), 铁氧化物- H_2O 的平衡分馏曲线与石英- H_2O 的平衡分馏曲线很不相同。因此, 通常情况下的流体-铁氧化物反应(海水或大气水与铁氧化物反应)更有可能使铁氧化物氧同位素组成变轻, 通常认为的“低温水-岩反应使岩石的氧同位素升高, 高温水-岩反应使岩石氧同位素降低”这一规律并不一定适用于磁铁矿和赤铁矿。

变质作用(不考虑流体的影响)使铁氧化物和其他矿物发生再平衡, 改变铁氧化物原有的氧同位素组成。如果原生的铁氧化物是高温岩浆过程形成的, 变质过程会使铁氧化物与其他矿物(主要是石英及硅酸盐矿物)的氧同位素差异变大, 铁氧化物的氧同位素变轻; 如果原生的铁氧化物是低温沉积作用

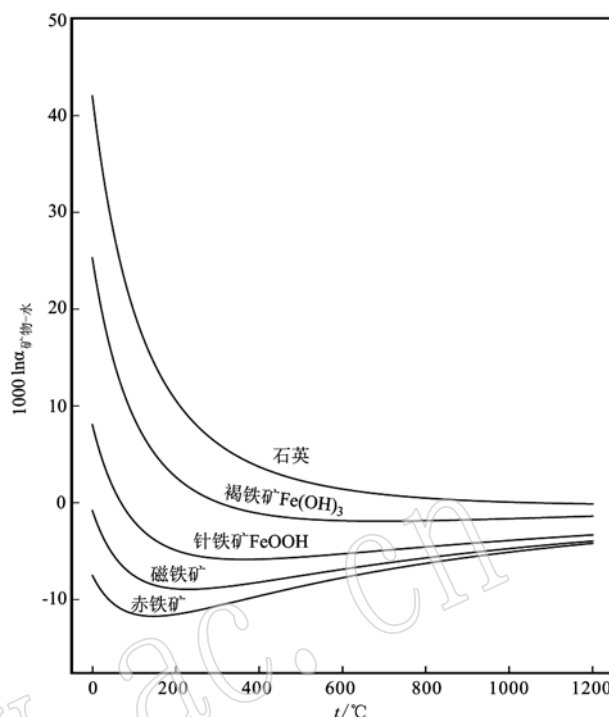


图1 不同铁氧化物、铁氢氧化物、石英与水之间的氧同位素分馏理论计算(数据来源: Zheng, 1991, 1993, 1998)

Fig. 1 Oxygen isotope fractionation between Fe oxide minerals, Fe hydroxide minerals, quartz and water (data sources: Zheng, 1991, 1993, 1998)

形成的, 变质过程使铁氧化物与其他矿物(主要是石英及硅酸盐矿物)的氧同位素差异变小, 铁氧化物的氧同位素变重。

化学沉积过程一般首先形成铁的氢氧化物, 成岩、变质过程使铁氢氧化物转变成铁氧化物(赤铁矿或磁铁矿)。由于铁氢氧化物明显比铁氧化物的氧同位素组成重, 经历这一相变过程, 铁氧化物可能会继承部分原有的氧同位素组成, 更有可能与流体或周围矿物发生再平衡使氧同位素组成变轻。

3 铁矿中铁氧化物氧同位素分布特征: 理论计算与实际观察

3.1 岩浆型铁矿铁氧化物的氧同位素组成

岩浆型铁矿主要的铁矿物为磁铁矿, 有时也有钛铁矿、铬铁矿、赤铁矿, 由于温度较高, 磁铁矿和岩浆熔体、成矿流体及结晶矿物的氧同位素组成很容易达到平衡。磁铁矿的氧同位素组成主要受岩浆水的氧同位素及形成温度控制。

3.1.1 岩浆水的氧同位素组成

岩浆水的氧同位素组成很难被直接测定。理论计算表明高温条件下岩浆水的氧同位素组成接近或略微高于岩浆岩 (Zhao and Zheng, 2003)。幔源岩浆的 $\delta^{18}\text{O}$ 一般为 $5\text{‰} \sim 7\text{‰}$, 而花岗质岩浆的 $\delta^{18}\text{O}$ 可以是 $5.5\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 据此估算岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$ (郑永飞等, 2000)。

3.1.2 岩浆型铁矿磁铁矿的氧同位素组成

假定磁铁矿结晶温度范围为 $600 \sim 1200^\circ\text{C}$, 岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 根据磁铁矿和水的氧同位素平衡分馏方程, 计算可得: ① 如果岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 恒定 (例如 $\delta^{18}\text{O} = 8\text{‰}$), 结晶温度范围为 $600 \sim 1200^\circ\text{C}$, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $1.5\text{‰} \sim 4.6\text{‰}$; ② 如果磁铁矿结晶温度恒定为 900°C , 岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $0.3\text{‰} \sim 7.3\text{‰}$; ③ 如果磁铁矿结晶温度范围为 $600 \sim 1200^\circ\text{C}$, 岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-1.5\text{‰} \sim 8.6\text{‰}$ 。

在高温条件下 ($>600^\circ\text{C}$), 磁铁矿、钛铁矿、赤铁矿的氧同位素平衡分馏非常小 ($\delta^{18}\text{O} < 1\text{‰}$), 其中赤铁矿略微轻于磁铁矿, 钛铁矿的氧同位素组成介于磁铁矿和赤铁矿之间 (Zheng, 1991)。不同铁矿的岩浆水氧同位素组成、形成温度会有差异, 因而磁铁矿氧同位素组成也不同。后期热液作用、水岩反应由于温度更低、流体氧同位素也比岩浆水低, 会使磁铁矿氧同位素组成变轻。

前人对典型岩浆型铁矿的磁铁矿氧同位素测试结果为: 攀枝花岩体钛磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $0.6\text{‰} \sim 4.9\text{‰}$, 其中大多数集中在 $1.5\text{‰} \sim 3.5\text{‰}$ (牟保磊, 1991); 矾山碱性杂岩体磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $2.9\text{‰} \sim 5.3\text{‰}$ (牟保磊等, 1981); 大庙斜长杂岩体、黑山、大庙等不同矿体钛铁矿和磁铁矿总的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $1.3\text{‰} \sim 7.2\text{‰}$ (孙静等, 2009); 智利拉科铁矿中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $2.3\text{‰} \sim 4.2\text{‰}$ (Nyström *et al.*, 2008); 瑞典基鲁纳型铁矿中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-0.4\text{‰} \sim 3.7\text{‰}$ (Nyström *et al.*, 2008; Jonsson *et al.*, 2013)。这些测试数据与上文理论计算的结果相吻合。

3.2 高温岩浆-热液型铁氧化物的氧同位素组成

岩浆-热液铁矿主要的含铁矿物为磁铁矿, 形成温度较高, 磁铁矿和热液及结晶矿物的氧同位素组成易达到平衡。成矿流体类型可能以岩浆水为主, 并混合有一定比例的大气水等其他热液。为便于理

解, 假定其氧同位素组成与岩浆水接近, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 形成温度为 $300 \sim 700^\circ\text{C}$ 。根据磁铁矿和水的 O 同位素平衡分馏方程, 计算可得: ① 如果岩浆-热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 恒定 (例如 $\delta^{18}\text{O} = 8\text{‰}$), 结晶温度范围为 $300 \sim 700^\circ\text{C}$, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-0.4\text{‰} \sim 2.2\text{‰}$; ② 如果磁铁矿结晶温度恒定为 500°C , 岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-2.2\text{‰} \sim 4.8\text{‰}$; ③ 如果磁铁矿结晶温度范围为 $300 \sim 700^\circ\text{C}$, 岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $5\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-3.4\text{‰} \sim 6.2\text{‰}$ 。

据赵一鸣 (1990) 的研究及对前人数据的总结, 矽卡岩型铁矿磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 总的变化范围为 $-2\text{‰} \sim 9\text{‰}$, 与以上理论计算结果相近。

3.3 中低温热液、表生风化型铁矿铁氧化物氧同位素组成

低温热液型铁矿常见的铁矿物为赤铁矿、磁铁矿, 形成温度较低, 可能的成矿流体类型为再循环的海水、大气降水。假定铁氧化物和流体的氧同位素分馏达到平衡, 成矿流体的氧同位素组成与海水一致, $\delta^{18}\text{O}$ 为 0‰ , 形成温度为 $0 \sim 300^\circ\text{C}$, 根据铁氧化物和水的 O 同位素平衡分馏方程, 计算可得: ① 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-8.6\text{‰} \sim -0.1\text{‰}$; ② 赤铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-11.3\text{‰} \sim -7.1\text{‰}$ 。如果成矿流体是低 $\delta^{18}\text{O}$ 的大气降水, 磁铁矿和赤铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 将会更低。

3.4 火山-沉积、沉积、沉积-变质型铁矿铁氧化物氧同位素组成

火山-沉积、沉积、沉积-变质铁矿常见的铁矿物为赤铁矿、磁铁矿, 它们通常由原先化学沉积的铁氢氧化物经历成岩变质作用转变而来, 相关的成矿流体类型为海水、大气降水。由于形成温度较低, 流体和铁矿物的氧同位素组成不易达到平衡。假定成矿流体的氧同位素组成与海水一致, $\delta^{18}\text{O}$ 为 0‰ , 形成温度为 $0 \sim 300^\circ\text{C}$, 根据铁氧化物和水的氧同位素平衡分馏方程计算可得: ① 如果原始的铁沉积物为铁氢氧化物 [$\text{Fe}(\text{OH})_3$], 沉积温度为 $0 \sim 50^\circ\text{C}$, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $15\text{‰} \sim 25\text{‰}$; ② 如果原生的与海水平衡的铁矿物为针铁矿, 平衡温度为 $0 \sim 50^\circ\text{C}$, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $2.3\text{‰} \sim 9.0\text{‰}$; ③ 如果磁铁矿或赤铁矿与海水达到氧同位素平衡, 温度为 $0 \sim 300^\circ\text{C}$, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-11.3\text{‰} \sim -0.1\text{‰}$; ④ 如果原始的铁氢氧化物经历成岩变质或热液作用转变成铁氧化物 (磁铁矿或赤铁矿), 氧同位素发生了一定程度的再

平衡,铁氧化物的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围较大,可以是 $-11.3\text{‰} \sim 25\text{‰}$ 。

据赵一鸣(1990)、洪为等(2012)对前人数据的总结,沉积、沉积-变质型铁矿磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-8\text{‰} \sim 23\text{‰}$ 。Thorne 等(2009)对西澳 Hamersley 地区条带状铁建造的研究显示,正常变质的条带状铁建造磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $4\text{‰} \sim 13\text{‰}$,典型热液蚀变磁铁矿、赤铁矿及高品位铁矿石赤铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值更低,变化范围为 $-9\text{‰} \sim 2\text{‰}$ 。

3.5 小结

结合以上理论计算与实际测试数据,不同类型铁矿铁氧化物的氧同位素组成(图2)特征可总结为:① 岩浆型的 $\delta^{18}\text{O}$ 理论上变化范围较窄,但由于不同矿体的岩浆水氧同位素组成不同,温度不同,总

的变化范围可以是 $-1.5\text{‰} \sim 8.6\text{‰}$;② 岩浆-热液型铁矿形成温度比岩浆型铁矿低,并且成矿流体岩浆水中可能有一定比例的大气水等热液混入,其 $\delta^{18}\text{O}$ 总体上相对岩浆型铁矿略微偏轻,但两者的 $\delta^{18}\text{O}$ 在很大范围内基本重叠;③ 低温热液型铁矿的成矿流体通常为海水或大气水,其铁氧化物的 $\delta^{18}\text{O}$ 比高温岩浆-热液体系的铁氧化物更轻;④ 沉积、沉积-变质型铁矿的铁氧化物通常由原始的沉积铁氢氧化物成岩、变质而成,由于铁氢氧化物和铁氧化物之间氧同位素分馏系数的显著差异,矿物相变过程中不同程度的氧同位素再平衡使得铁氧化物的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围很大,可以与岩浆、岩浆-热液型铁矿的铁氧化物氧同位素组成重叠。

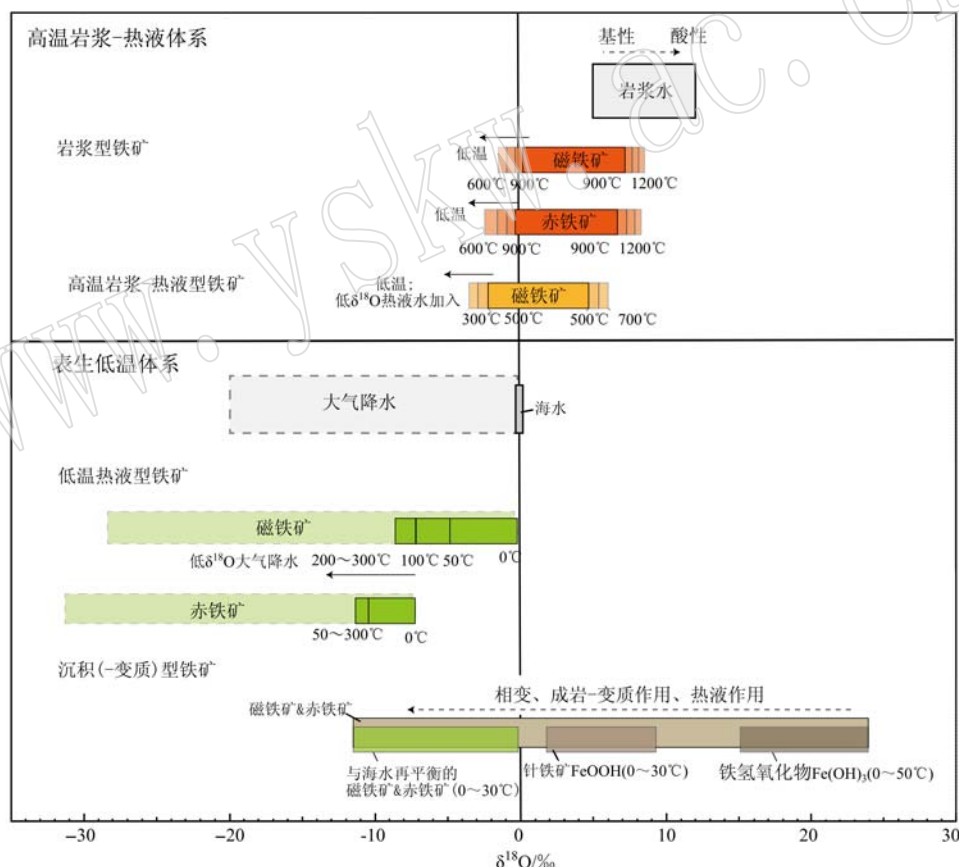


图2 理论计算的不同类型铁矿铁氧化物氧同位素组成

Fig. 2 Calculated oxygen isotope compositions of Fe oxide minerals from different iron ore types

4 应用示例：磁铁矿氧同位素对新疆海相火山岩型铁矿成因的制约

新疆西天山海相火山岩型铁矿是我国著名的富铁矿,其矿床成因近年来受到学者们的关注(张作衡

等, 2012; Zhang *et al.*, 2013),其中代表性的铁矿床有智博、查岗诺尔、备战等。前人已对这些矿床开展了大量的年代学、矿床地质、矿物学、地球化学等方面的研究。这些铁矿的共同特点是与火山岩共生,并具有一些岩浆结构构造特征,如树枝状构造、

流动构造、气孔构造等,与基鲁纳型铁矿有部分相似,并同时具有高温和低温热液交代/蚀变特征(洪为等,2012; Jiang *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2015; Luo *et al.*, 2018)。学者们普遍认为这些铁矿的形成与火山作用/岩浆-热液作用密切相关,但对于铁矿是由铁矿浆直接形成的还是岩浆期后热液作用/其他热液作用形成,还存有争议;对于铁矿是一期形成的,还是存在多期次叠加的成矿作用,也尚未达成共识。

本文对新疆智博、查岗诺尔、备战铁矿的磁铁矿矿物、共生石榴子石矿物以及该区发育的新鲜火山岩全岩及磁铁矿单矿物,开展了氧同位素研究。氧同位素的测试在自然资源部同位素地质重点实验室和核工业北京地质研究院同位素实验室完成。所有氧同位素都是利用强氧化剂 BrF_5 在高温反应器中把样品中的氧转化成氧气,然后再在 700°C 与石墨反应转化为 CO_2 ,最后在 MAT253 质谱上测试,测量精度 0.2‰ 。测试结果及前人数据见表1和图3。

智博、查岗诺尔、备战3个铁矿体的磁铁矿氧同位素组成基本一致,总体的变化范围为 $\delta^{18}\text{O} = -0.4\text{‰} \sim 3.7\text{‰}$, 平均值 $\delta^{18}\text{O} = 2.1\text{‰} \pm 0.9\text{‰} (1\text{SD})$, 与该区含磁铁矿火山岩中的磁铁矿 ($\delta^{18}\text{O} = 2.4\text{‰} \sim 4.4\text{‰}$, 表1)、世界典型高温岩浆、岩浆-热液型铁矿的磁铁矿相似(图2)。铁矿中的磁铁矿氧同位素变化范围较小,暗示其氧同位素受后期水岩反应影响程度较小,即使铁矿经历了后期的水岩反应,也只会使磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变低,原始的 $\delta^{18}\text{O}$ 值应该更高,因此无论如何这些磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值均在高温岩浆-热液氧同位素范围内。

根据查岗诺尔磁铁矿-石榴子石矿物对氧同位素温度计计算得出磁铁矿形成温度为 730°C , 平衡的成矿流体(水) $\delta^{18}\text{O}$ 为 8.5‰ (表1);根据智博、备战新鲜(烧失量 $<1\%$, 这些岩石样品的烧失量较低,表明它们受后期水岩反应程度低,其氧同位素结果具有参考价值)的含磁铁矿玄武岩、安山岩、花岗岩及其中的磁铁矿氧同位素结果,计算得出它们的结晶温度分别为 730°C 、 760°C 、 710°C , 平衡的岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 10.1‰ 、 7.9‰ 、 8.3‰ (表1)。这些相近的计算结果表明智博、查岗诺尔、备战铁矿形成于相类似的高温岩浆环境(约 $710 \sim 760^\circ\text{C}$), 共生成矿流体(水) $\delta^{18}\text{O}$ 为 $7.9\text{‰} \sim 10.1\text{‰}$, 与岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 范围吻合。此外,根据一对疑似不混溶的共生铁矿石和玄武质硅酸盐岩(烧失量为 2.8%)的氧同位素数据,计算

得出它们的形成温度为 950°C , 共生的岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 7.1‰ (表1),因此可以肯定的是该类铁矿主要形成于高温岩浆/岩浆-热液阶段。

智博、查岗诺尔、备战铁矿体的磁铁矿均以细粒磁铁矿为主,并发育少量粗粒磁铁矿,但两类不同粒度的磁铁矿氧同位素结果基本一致(表1),暗示粗粒磁铁矿的形成条件(温度、共生成矿流体氧同位素组成)与细粒磁铁矿类似,为同一成矿期的产物。

综上所述,新疆智博、查岗诺尔、备战铁矿的磁铁矿氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}$ 集中在 $1\text{‰} \sim 3\text{‰}$ 之间,这一氧同位素组成特征与矿区典型火山岩中的磁铁矿氧同位素组成一致,也与世界典型高温岩浆、岩浆-热液型磁铁矿氧同位素组成吻合;它们的形成温度参考范围为约 $710 \sim 760^\circ\text{C}$, 平衡流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 参考范围为 $7.9\text{‰} \sim 10.1\text{‰}$, 符合典型岩浆体系特征。此外,粗粒磁铁矿与细粒磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 相类似,应为同一成矿期的产物。因此,新疆智博、查岗诺尔、备战铁矿形成于岩浆作用主导的高温岩浆-热液环境,后期低温热液作用对铁的成矿作用影响有限。

5 结论与启示

铁矿的铁氧化物氧同位素组成主要受流体类型、温度及自身矿物组成控制。形成于高温岩浆-热液体系 and 表生低温体系的铁矿铁氧化物总体上具有不同的氧同位素组成特征,但具体氧同位素值也可能会有重叠。理论上,高温岩浆型磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 总体变化范围为 $-1.5\text{‰} \sim 8.6\text{‰}$; 高温岩浆-热液型磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-3.4\text{‰} \sim 6.2\text{‰}$; 中低温热液、表生风化型铁矿磁铁矿或赤铁矿的 $\delta^{18}\text{O} < 0\text{‰}$; 火山-沉积、沉积、沉积-变质型铁矿铁氧化物 $\delta^{18}\text{O}$ 变化可以是 $-11.3\text{‰} \sim 25\text{‰}$ 。因此,铁氧化物氧同位素组成在示踪铁矿成因方面具有一定的潜力。通过开展多个矿物的氧同位素组成,流体包裹体温度、氧同位素组成测定等,对流体氧同位素组成、成矿温度等进行限定,可以对铁矿成因做出更进一步的限定。

铁氧化物氧同位素地球化学在示踪铁矿成因方面的潜在应用包括:① 由于不同类型铁矿铁氧化物的氧同位素组成特征不同,氧同位素组成可用于识别铁矿成因类型。② 确定成矿温度。比如在已知与铁氧化物共生的石英等矿物或者成矿流体的氧同位素组成时,根据铁氧化物的氧同位素组成可以计算成矿温度。③ 示踪成矿流体类型。在已知铁氧化物

表 1 新疆智博、查岗诺尔、备战铁矿磁铁矿氧同位素组成

Table 1 Oxygen isotope compositions of magnetite from Zhibo, Chagangnuoer and Beizhan iron ore deposits in Xinjiang

样品编号	样品类型	描述	测试矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	计算的结晶温度/℃	计算的平衡流体 $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	数据来源
智博铁矿							
ZBW13-11	玄武岩	新鲜细粒隐晶质玄武岩, 烧失量 0.78%	WR	8.9	730	10.1	本文
ZBW13-11, Mt	玄武岩	新鲜细粒隐晶质玄武岩, 烧失量 0.78%	Mt	4.4	730	10.1	本文
ZBW13-32	安山岩	新鲜安山玢岩, 烧失量 1.08%	WR	7.5	760	7.9	本文
ZBW13-32, Mt	安山岩	新鲜安山玢岩, 烧失量 1.08%	Mt	2.4	760	7.9	本文
ZB13-23, Mt	磁铁矿石	块状铁矿石, 方解石呈星点状均匀分布于矿石中	Mt	2.9			本文
ZB13-36, Mt	磁铁矿石	贫铁矿石, 磁铁矿充填在钾长石、绿帘石角砾空隙	Mt	2.5			本文
ZB13-53, Mt	磁铁矿石	铁矿石, 流动构造、气孔构造, 发育黄铁矿、阳起石	Mt	3.2			本文
ZB13-67, Mt	磁铁矿石	铁矿石, 鬃刺状构造, 发育黄铁矿、阳起石	Mt	2.3			本文
ZBQ-2, Mt	磁铁矿石	铁矿石, 典型气孔构造、流动构造, 发育黄铁矿	Mt	2.1			本文
ZBX13-10, Mt	磁铁矿石	不规则角砾状磁铁矿, 发育于钾长石中	Mt	2.1			本文
ZBX13-8, Mt	磁铁矿石	粗粒铁矿石, 与钾长石共生	粗粒 Mt	2.3			本文
11ZB02-9	磁铁矿石	流动状构造的铁矿石	Mt	2.6			Zhang <i>et al.</i> , 2015
10ZB01-8	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	0.8			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11ZB02-8	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	0.6			Zhang <i>et al.</i> , 2015
10ZB02-7	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	3			Zhang <i>et al.</i> , 2015
0940-8	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	1			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11ZB04-4	磁铁矿石	角砾状铁矿石	Mt	1.2			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11ZB05-1	磁铁矿石	角砾状铁矿石	Mt	1.1			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11ZB05-10	磁铁矿石	角砾状铁矿石	Mt	0.8			Zhang <i>et al.</i> , 2015
查岗诺尔铁矿							
CG13-120	玄武岩	硅酸岩部分, 与 CG13-119“不混溶”接触	WR	6	950	7.1	本文
CG13-119, Mt	磁铁矿石	铁矿石部分, 与 CG13-120“不混溶”接触	Mt	2.6	950	7.1	本文
CG13-37, Grt	石榴石	查岗诺尔钻孔, 粗粒磁铁矿和石榴石交代细粒铁矿石	Grt	5.7	730	8.5	本文
CG13-37, Mt	磁铁矿	查岗诺尔钻孔, 粗粒磁铁矿和石榴石交代细粒铁矿石	粗粒 Mt	2.8	730	8.5	本文
CG13-61, Mt	磁铁矿	查岗诺尔钻孔, 细粒铁矿石, 强烈交代石榴石	细粒 Mt	3.25			本文
CG13-62, Mt	磁铁矿石	查岗诺尔钻孔, 细粒铁矿石	细粒 Mt	2.5			本文
CG13-9, Mt	磁铁矿	查岗诺尔钻孔, 粗粒磁铁矿和石榴石热液脉	粗粒 Mt	2.2			本文
CG13-63, Mt	磁铁矿	查岗诺尔钻孔, 粗粒磁铁矿和石榴石交代矿化围岩	粗粒 Mt	2.6			本文
11CG01-6	磁铁矿石	流动状构造的铁矿石	Mt	3.5			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11CG09-2	磁铁矿石	流动状构造的铁矿石	Mt	1.9			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11CG01-11	磁铁矿石	流动状构造的铁矿石	Mt	1.8			Zhang <i>et al.</i> , 2015
10CG16-13	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	-0.4			Zhang <i>et al.</i> , 2015
10CG17-10	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	-0.1			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11CG05-3	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	1.6			Zhang <i>et al.</i> , 2015
10CG17-16	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	3.1			Zhang <i>et al.</i> , 2015
10CG18-7	磁铁矿石	块状铁矿石	Mt	3.7			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11CG07-8	磁铁矿石	角砾状铁矿石	Mt	2			Zhang <i>et al.</i> , 2015
11CG08-7	磁铁矿石	角砾状铁矿石	Mt	2.4			Zhang <i>et al.</i> , 2015
CG-001	磁铁矿石	角砾状磁铁矿石	Mt	2.4			洪为等, 2012
CG-015	磁铁矿石	角砾状磁铁矿石	Mt	2.3			洪为等, 2012
CG-018	磁铁矿石	角砾状磁铁矿石	Mt	2.3			洪为等, 2012
CG-020	磁铁矿石	豹纹状磁铁矿石	Mt	2.2			洪为等, 2012
CG-040	磁铁矿石	浸染状磁铁矿石	Mt	0.6			洪为等, 2012
CG-117	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	2.3			洪为等, 2012
CG-148	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	1.9			洪为等, 2012
CG-175	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	2			洪为等, 2012
CG-182	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	2.3			洪为等, 2012
CG-184	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	2.1			洪为等, 2012
CG-187	磁铁矿石	角砾状磁铁矿石	Mt	2			洪为等, 2012
CG-188	磁铁矿石	豹纹状磁铁矿石	Mt	2.1			洪为等, 2012
CG-189	磁铁矿石	豹纹状磁铁矿石	Mt	2.1			洪为等, 2012
CG-197	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	1.8			洪为等, 2012
CG-234	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	3.5			洪为等, 2012
CG-243	磁铁矿石	块状磁铁矿石	Mt	0.5			
备战铁矿							
LBZ-13	花岗岩	浅肉红色花岗岩, 烧失量 0.38%	WR	8.7	710	8.3	本文
LBZ-13, Mt	花岗岩	浅肉红色花岗岩, 烧失量 0.38%	Mt	2.5	710	8.3	本文
BZ13-26, Mt	磁铁矿石	磁铁矿, 发育含方解石	Mt	2.15			本文
BZ13-37, Mt	磁铁矿石	磁铁矿石, 发育波状方解石和黄铁矿	Mt	2.6			本文
BZ13-75, Mt	磁铁矿石	绿帘石型磁铁矿石	Mt	1.8			本文
BZ13-87-2, Mt	磁铁矿石	粗粒铁矿石脉, 交代细粒铁矿石	细粒 Mt	2.2			本文
BZ13-87-1, Mt	磁铁矿石	细粒铁矿石, 被粗粒铁矿石脉交代	粗粒 Mt	2.6			本文

注: Mt—磁铁矿, WR—全岩。

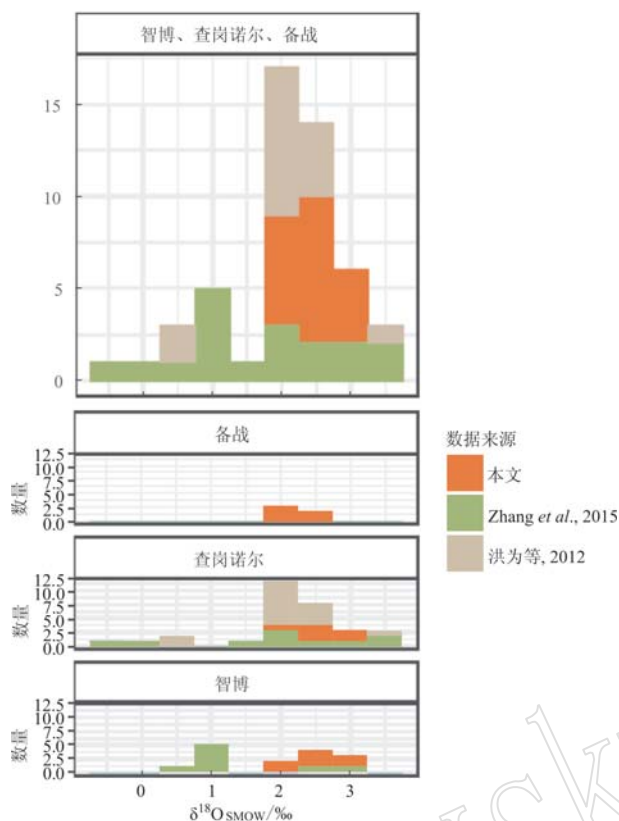


图3 新疆智博、查岗诺尔、备战铁矿的磁铁矿氧同位素组成分布图

Fig. 3 Histograms showing oxygen isotope compositions of magnetite from Zhibo, Chagangnuoer and Beizhan iron ore deposits in Xinjiang

形成温度条件下,根据铁氧化物的氧同位素组成可以计算成矿流体的氧同位素组成,从而识别流体类型。④ 示踪后期变质改造作用(比如在 BIF 型铁矿成因研究中的应用)。如果铁矿形成以后遭受后期流体改造,其氧同位素组成很容易发生改变,根据氧同位素的变化特征可限定变质改造作用的方式。例如,Hamersley 地区热液蚀变铁氧化物和富铁矿比正常条带状铁建造的 $\delta^{18}\text{O}$ 明显偏低,指示富铁矿经历了热液改造作用(Thorne *et al.*, 2009)。

然而需要特别注意的是,不同类型铁矿铁氧化物组成的计算是在氧同位素平衡的前提下计算得出的,实际地质情况可能比较复杂。成矿流体的氧同位素组成具有一定的变化,后期热液-水岩反应等可能会改变铁氧化物原始的氧同位素组成。因此,需要结合地质背景,综合考虑整个体系的氧同位素组成与分馏,包括铁氧化物及共生矿物的氧同位素组成、矿物的期次、成矿流体(水)的类型及氧

同位素组成、形成温度、矿物-流体相的氧同位素是否达到平衡、后期变质改造作用的影响。

致谢 朱祥坤研究员一起参加了野外地质考察,野外工作得到了智博、查岗诺尔、备战铁矿各级领导和矿区项目组成员的大力支持,测试分析工作得到中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室、核工业北京地质研究院同位素实验室相关工作人员的大力协助,审稿人为本文的修改提出很多宝贵意见,编辑老师为稿子的顺利出版付出了辛勤的劳动,在此一并表示感谢!

References

- Bao H and Koch P L. 1999. Oxygen isotope fractionation in ferric oxide-water systems: Low temperature synthesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 599 ~ 613.
- Becker R H and Clayton R N. 1976. Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation, Hamersley Range, Western Australia [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1 153 ~ 1 165. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90151-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90151-4).
- Chen Zhensheng and Zhang Ligang. 1992. Hydrogen and oxygen isotope fractionation mechanism in the hydrothermal system and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 66: 158 ~ 169 (in Chinese with English abstract).
- Dill H G. 2010. The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium[J]. *Earth Science Reviews*, 100: 1 ~ 420.
- Hong Wei, Zhang Zuoheng, Li Fengming, *et al.* 2012. Stable isotopic characteristics of the Chagangnuoer iron deposit in Western Tianshan, Xinjiang and its geological significance[J]. *Rock Mineral Anal.*, 31: 1 077 ~ 1 087 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Z, Zhang Z, Wang Z, *et al.* 2014. Geology, geochemistry, and geochronology of the Zhibo iron deposit in the Western Tianshan, NW China: Constraints on metallogenesis and tectonic setting[J]. *Ore Geology Reviews*, 57: 406 ~ 424.
- Jonsson E, Troll V R, Högdahl K, *et al.* 2013. Magmatic origin of giant Kiruna-type apatite-iron-oxide ores in Central Sweden[J]. *Sci. Rep.*, 3.
- Li Yanhe, Duan Chao, Han Dan, *et al.* 2017. Oxygen isotopic discriminant marker of magmatic iron deposits: Ningwu porphyry iron ore as an example[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33: 3 411 ~ 3 421 (in Chinese with English abstract).
- Li Yanhe, Hou Kejun, Wan Defang, *et al.* 2010. Formation mechanism

- of Precambrian banded iron formation and atmosphere and ocean during Early stage of the Earth[J]. *Acta Geologica Sinica*, 84: 1 359 ~ 1 373 (in Chinese with English abstract).
- Luo W, Zhang Z, Duan S, *et al.* 2018. Geochemistry of the Zhibo submarine intermediate-mafic volcanic rocks and associated iron ores, Western Tianshan, Northwest China: Implications for ore genesis [J]. *Geological Journal*, <https://doi.org/10.1002/gj.3243>.
- Mu Baolei. 1991. A preliminary the study on the oxygen isotope composition of the Panzihua Layered Basic intrusion[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 10: 29 ~ 36 (in Chinese with English abstract).
- Mu Baolei and Qiang Demei. 1981. Oxygen isotopic composition of magnetite and diopside in rock containing ore and oxygen isotopic equilibrium temperature of Fan Shan Complex[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinesis*, 2: 85 ~ 93 (in Chinese with English abstract).
- Nyström J O, Billström K, Henríquez F, *et al.* 2008. Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden[J]. *GFF*, 130: 177 ~ 188.
- Pat Shanks W C. 2014. Stable isotope geochemistry of mineral deposits [A]. Holland H D and Turekian K K. *Treatise on Geochemistry* [C]. Elsevier, 59 ~ 85.
- Robb L. 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes* [M]. Blackwell Science Ltd.
- Sun Jing, Du Weihe, Wang Dezhong, *et al.* 2009. Geological characteristics and genesis of the Heishan V-Ti magnetite deposit in Damiao, Chengde Hebei Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83: 1 344 ~ 1 364 (in Chinese with English abstract).
- Thorne W, Hagemann S, Vennemann T, *et al.* 2009. Oxygen isotope compositions of iron oxides from high-grade BIF-hosted iron ore deposits of the Central Hamersley Province, Western Australia: Constraints on the evolution of hydrothermal fluids[J]. *Economic Geology*, 104: 1 019 ~ 1 035.
- Urey H C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances [J]. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562 ~ 581.
- Yao Shuzhen. 1988. Various origins of water in ore-bearing hydrothermal system[J]. *Geological Science and Technology Information*, 7: 4 ~ 80 (in Chinese with English abstract).
- Yapp C J. 1990a. Oxygen isotope effects associated with the solid-state α -FeOOH to α -Fe₂O₃ phase transformation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 229 ~ 236.
- Yapp C J. 1990b. Oxygen isotopes in iron (III) oxides: 1. Mineral-water fractionation factors[J]. *Chemical Geology*, 85: 329 ~ 335.
- Yapp C J. 1990c. Oxygen isotopes in iron (III) oxides: 2. Possible constraints on the depositional environment of a Precambrian quartz-hematite banded iron formation[J]. *Chemical Geology*, 85: 337 ~ 344.
- Zhai Yusheng, Yao Shuzhen and Cai Keqin. 2011. *Mineral Deposits* [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zhang X, Klemd R, Gao J, *et al.* 2015. Metallogenesis of the Zhibo and Chagangnuoer volcanic iron oxide deposits in the Awulale Iron Metallogenic Belt, Western Tianshan orogen, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113: 151 ~ 172. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.06.004>.
- Zhang Zuoheng, Hong Wei, Jiang Zongsheng, *et al.* 2012. Geological features, mineralization types and metallogenic setting of Late Paleozoic iron deposits in western Tianshan Mountains of Xinjiang[J]. *Mineral Deposits*, 31: 941 ~ 964 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Hou T, Santosh M, *et al.* 2013. Spatio-temporal distribution and tectonic settings of the major iron deposits in China: An overview[J]. *Ore Geology Reviews*, 1 ~ 17.
- Zhao Yiming and Lin Wenwei. 1990. *Skarn Deposits of China* [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Zhao Z F and Zheng Y F. 2003. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks[J]. *Chemical Geology*, 193: 59 ~ 80.
- Zheng Y. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2 299 ~ 2 307.
- Zheng Y F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 1 079 ~ 1 091.
- Zheng Y F. 1995. Oxygen isotope fractionation in magnetites: Structural effect and oxygen inheritance[J]. *Chemical Geology*, 121: 309 ~ 316.
- Zheng Y F. 1998. Oxygen isotope fractionation between hydroxide minerals and water[J]. *Physics and Chemistry of Minerals*, 25: 213 ~ 221.
- Zheng Yongfei and Chen Jiangfeng. 2000. *Stable Isotope Geochemistry* [M]. Beijing: Science Press (in Chinese).

附中文参考文献

- 陈振胜, 张理刚. 1992. 热液体系氢、氧同位素分馏机制及其地质意义[J]. *地质学报*, 66: 158 ~ 169.
- 洪 为, 张作衡, 李凤鸣, 等. 2012. 新疆西天山查岗诺尔铁矿床稳定同位素特征及其地质意义[J]. *岩矿测试*, 31: 1 077 ~ 1 087.
- 李延河, 段 超, 韩 丹, 等. 2017. 矿浆型铁矿的氧同位素判别标志: 以宁芜玢岩铁矿为例[J]. *岩石学报*, 33: 3 411 ~ 3 421.
- 李延河, 侯可军, 万德芳, 等. 2010. 前寒武纪条带状硅铁建造的形

成机制与地球早期的大气和海洋[J]. 地质学报, 84: 1 359 ~ 1 373.

牟保磊. 1991. 攀枝花层状基性侵入体氧同位素初步研究[J]. 岩石矿物学杂志, 10: 29 ~ 36.

牟保磊, 强德美. 1981. 矾山杂岩体含矿岩带磁铁矿辉石氧同位素及同位素平衡温度[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2: 85 ~ 93.

孙 静, 杜维河, 王德忠, 等. 2009. 河北承德大庙黑山钒钛磁体矿床地质特征与成因探讨[J]. 地质学报, 83: 1 344 ~ 1 364.

姚书振. 1988. 成矿热液系统中水的多来源研究综述[J]. 地质科技情报, 3: 4 ~ 80.

翟裕生, 姚书振, 蔡克勤. 2011. 矿床学[M]. 北京:地质出版社.

张作衡, 洪 为, 蒋宗胜, 等. 2012. 新疆西天山晚古生代铁矿床的地质特征、矿化类型及形成环境[J]. 矿床地质, 31: 941 ~ 964.

赵一鸣, 林文蔚. 1990. 中国矽卡岩矿床[M]. 北京:地质出版社.

郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社.



《岩石矿物学杂志》荣获“2018 中国国际影响力优秀学术期刊”

2018 年 12 月,《中国学术期刊(光盘版)》电子杂志社、中国学术文献国际评价研究中心和清华大学图书馆联合发布《中国学术期刊国际引证年报》,我刊入选“2018 中国国际影响力优秀学术期刊”。入选的地质学类期刊数据详见下表。

序号	期刊名称	国际影响力 指数 CI	国际他引总 被引频次	国际他引 影响因子	荣誉
1	岩石学报*	318.839	6 008	0.881	2018 中国 最具国际 影响力学 术期刊
2	Geoscience Frontiers*	252.011	1 479	3.862	
3	Science China Earth Sciences*	246.046	3 163	1.817	
4	Acta Geologica Sinica(English Edition)*	235.734	3 325	1.457	
5	石油勘探与开发*	157.422	1 793	1.390	
6	地质学报	150.885	2 603	0.451	
7	地学前缘	148.796	2 202	0.793	
8	地球物理学报*	130.523	2 209	0.418	
9	地质通报	104.068	1 898	0.187	
10	Petroleum Science*	99.601	596	1.488	
11	石油学报	98.900	1 396	0.586	
12	Journal of Earth Science*	96.258	795	1.184	
13	Journal of Palaeogeography*	93.710	133	1.921	
14	地球科学	85.395	1 179	0.532	
15	地质论评	84.486	1 321	0.365	
16	矿床地质	79.136	1 268	0.309	2018 中国 国际影响 力优秀学 术期刊
17	Frontiers of Earth Science*	71.843	450	1.048	
18	地球学报	64.453	874	0.417	
19	中国地质	63.871	1 000	0.271	
20	地球化学	62.536	930	0.317	
21	Acta Geochimica	60.139	465	0.776	
22	石油与天然气地质	56.180	761	0.364	
23	地质科学	52.953	803	0.251	
24	地球科学进展	49.958	822	0.168	
25	高校地质学报	49.750	833	0.152	
26	中国科学:地球科学	48.038	856	0.092	
27	岩石矿物学杂志	41.486	642	0.182	
28	大地构造与成矿学	41.245	544	0.283	
29	现代地质	38.963	626	0.146	
30	地震地质	37.419	579	0.164	
31	地层学杂志	37.066	460	0.286	

注: * 标的期刊为被 WoS-JCR2017 报道的期刊。