

东天山红云滩铁矿稳定同位素地质特征及其对成矿作用过程的指示

张增杰¹⁾, 孙敬博²⁾, 胡明月³⁾, 纪宏伟²⁾, 陈文^{2)*}

1) 中国地质科学院矿床资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点开发实验室, 北京 100037;

2) 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

3) 国家地质测试中心, 北京 100037

摘要: 东天山觉罗塔格红云滩铁矿大多被认为是海相火山岩型铁矿, 该类矿床的成矿机理通常被描述为早期形成的矿源层被后期热液交代改造富集。本文通过对红云滩铁矿稳定同位素特征的研究发现, 该矿床其实为特定火山岩层经过前期广泛碱交代, 然后叠加矽卡岩化而形成的热液交代矿床。成矿过程先后分为五个阶段: 火山岩矿源层形成、碱交代、矽卡岩蚀变、磁铁矿生成和石英-硫化物沉淀。在红云滩铁矿成矿过程中, 成矿流体是不断的演化的: 在最初红云滩岩体石英形成阶段, 可能就有少量大气降水的参与使其石英的氢同位素亏损 ^2H ; 在大量矿石矿物磁铁矿形成阶段, 可能有较多大气降水的流体加入使磁铁矿亏损 ^{18}O ; 在成矿后期大量石英和硫化物形成阶段, 有大量大气降水加入, 此时成矿流体则不但继承了先前岩浆热液低 δD 值的特征, 也继承了磁铁矿形成期流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值稍低的特征, 不同于岩浆水也区别于变质水。

关键词: 稳定同位素特征; 成矿作用过程; 红云滩铁矿

中图分类号: P597.2; P611 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2012.06.10

Study on Stable Isotopic Characteristics of the Hongyuntan Iron Deposit of Eastern Tianshan and Their Implications for the Process of Mineralization

ZHANG Zeng-jie¹⁾, SUN Jing-bo²⁾, HU Ming-yue³⁾, JI Hong-wei²⁾, CHEN Wen²⁾

1) MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

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

3) National Research Center for Geoanalysis, Beijing 100037

Abstract: The Hongyuntan iron deposit in Qoltag area of Eastern Tianshan in Xinjiang has long been believed to be a marine volcanic type deposit. The metallogenic mechanism of this type deposit has been regarded as the enrichment of the early formed ore source bed by the later hydrothermal metasomatism. According to the study of stable isotopic characteristics of this deposit, a new opinion is proposed in this paper: Hongyuntan is a pyrometasomatic deposit, which was formed by the superimposition of the later focal skarnization of special volcanic rock sequence upon early extensive alkali metasomatism. The process of the mineralization can be divided into five stages: the formation of special volcanic rock sequence, alkali metasomatism, skarnization, production of magnetite and deposition of quartz and sulfide. During the process of the mineralization, the

本文由国土资源部公益性行业专项(编号: 20091043-13)和中国地质调查局地质调查项目(编号: 1212011120293)联合资助。

收稿日期: 2012-09-07; 改回日期: 2012-11-02。责任编辑: 闫立娟。

第一作者简介: 张增杰, 男, 1974年生。副研究员。主要从事矿床学和地球化学研究。通讯地址: 100037, 北京西城区百万庄大街26号。

E-mail: zengjiezhang@cags.ac.cn.

*通讯作者: 陈文, 男, 1962年生。研究员, 博士生导师。主要从事同位素地质年代学研究。通讯地址: 100037, 北京西城区百万庄大街26号。E-mail: chenwenf@vip.sina.com.

ore-forming fluid evolved continuously: at the stage of the formation of the quartz in Hongyuntan magmatic rock, the mixture with low δD value fluid caused the depletion of 2H in the fluid which produced the quartz; in the course of the massive production of magnetite, the addition of low $\delta^{18}O$ fluid resulted in the depletion of ^{18}O in the magnetite; during the deposition of massive quartz and sulfide, the ore-forming fluid inherited not only low δD but also low $\delta^{18}O$ features, and thus the fluid differed from both magmatic fluid and metamorphic fluid.

Key words: stable isotopic characteristics; process of mineralization; Hongyuntan iron deposit

火山岩型铁矿是新疆储量最大的铁矿类型, 占 47.24%, 其中, 海相火山岩型是新疆富铁矿的最重要的类型, 占新疆富铁矿的 77.6%, 也是新疆铁矿勘察找矿的最主要的类型(董连惠等, 2011)。东天山阿齐山—雅满苏—沙泉子铁成矿带就是新疆非常重要的海相火山岩型铁矿成矿区, 关于此类铁矿成矿机制目前的观点主要是两期成矿(李耀增等, 1984; 丁天府, 1990; 姜福芝等, 2002; 董连惠等, 2011; 徐仕琪等, 2011): 早期阶段矿源层的形成和晚期阶段热液交代改造富集。对于该成矿带的红云滩铁矿, 有火山热液型观点(祁志明等, 1985), 也有接触交代的观点(王登红等, 2006)。本文拟从稳定同位素入手, 探讨该矿床的成矿作用过程, 阐明其成矿机理。

0 矿区基本地质概况

矿区大地构造位置属塔里木板块北缘活动带的觉罗塔格晚古生代岛弧带内, 觉罗塔格复背斜阿奇山背斜的东南翼。该区北以大草滩—大南湖断裂带为界与准噶尔成矿省的哈尔里克成矿带毗邻, 南以阿齐克库都克—沙泉子断裂与星星峡中间地块毗邻(见图 1)。

区域范围内的地层主要为石炭系下统的雅满苏组、干墩组、白山组: 主要有海相双峰式火山岩建造、海相碳质页岩-硅质岩建造、碎屑-碳酸盐建造、滨海古砂矿建造。石炭系上统的底坎尔组、梧桐窝子组、吐古土布拉克组: 主要有海相酸性火山-沉积建造、复理石及类复理石建造、碎屑-碳酸盐建造。矿区以南有元古界地层, 岩性为片岩夹少量碳酸盐岩薄层, 局部为黑云石英片岩和大理岩互层。矿区范围内构造特征为一北东东向的向斜, 东部岩层倾角较缓, 而在南西端倾角较陡。矿区外围有区域性的断裂发育, 最主要是阿齐克库都克大断裂, 呈北西西至东西向, 横贯矿区南部, 延伸长, 规模大。矿区周围岩浆活动强烈, 岩浆岩分布极为广泛, 从岩性和期次上主要分为两期: 第一期以中性侵入岩为主, 岩性为含石英辉长岩、石英闪长岩、石英二长闪长岩; 第二期为酸性侵入岩, 岩性为花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩、石英正长岩。二者为侵入接触。矿区岩体主要为红云滩岩体, 为第二期侵入体, 成岩年龄为 328.5 Ma(吴昌志等, 2006)。其岩性主要为二长花岗岩、花岗闪长岩和英云闪长岩。花岗闪长岩与英云闪长岩呈相变过渡关系, 并与二长花岗岩呈侵入接触。

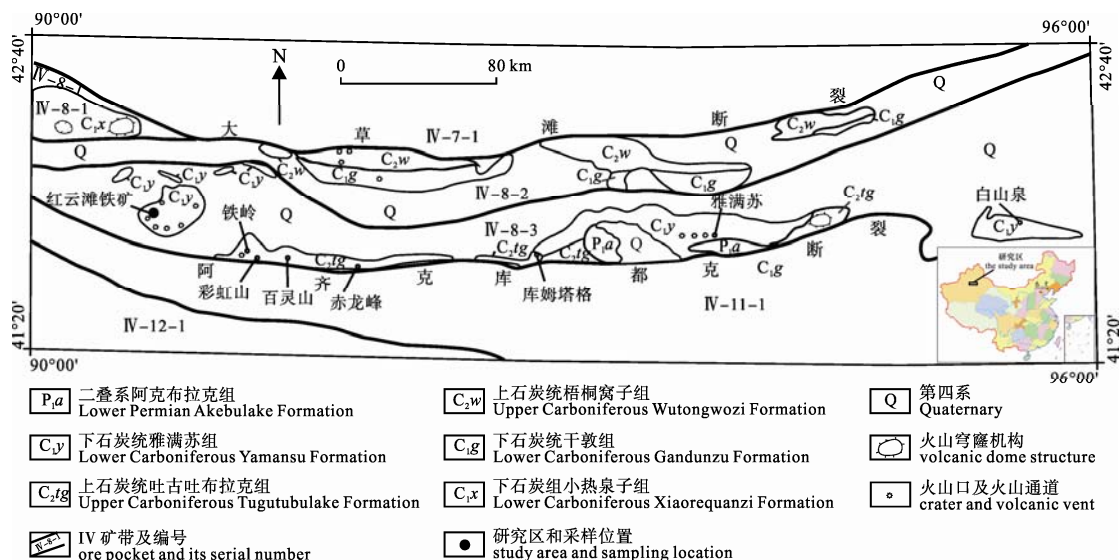


图 1 东天山觉罗塔格铁矿地质图(据徐仕琪等, 2011)
Fig. 1 Geological map of the Qoltag iron deposit in Eastern Tianshan(after XU et al., 2011)

红云滩铁矿主要赋存在下石炭统雅满苏组第二岩性段-安山质凝灰岩中, 钾化黑云母花岗岩与安山质凝灰碎屑岩的外接触带。矿体明显受层位和构造破碎带控制。矿体呈似层状、透镜状产出, 上部厚, 向深部逐渐变薄, 乃至尖灭, 深部多出现盲矿体。矿体中富边贫、大部分富矿体的两侧常出现贫矿或表外矿。红云滩铁矿共有大小地表矿体和盲矿体 115 个, 其中矿区东部 V 号带的 7 个矿体和矿区中部 II 号矿体群的 16 个矿体具有一定的规模。红云滩铁矿矿石类型主要为透辉石-阳起石-磁铁矿矿石, 另外还有石榴石-透辉石-阳起石-磁铁矿组合、石英-石榴石-磁铁矿组合、石英-磁铁矿组合、黄铁矿-磁铁矿组合。矿石矿物主要为磁铁矿、磁赤铁矿、镜铁矿, 硫化物有黄铁矿、黄铜矿等。脉石矿物主要为绿帘石、阳起石、透辉石、石榴石、石英等, 其次为透闪石、绿泥石、黑云母、萤石等。矿石结构主要为半自形粒状结构、压碎结构、他形粒状结构。矿石构造主要为浸染状构造、块状构造。矿体围岩蚀变多为强烈钾化、钠化、透辉石化、阳起石化、石榴石化、以及硅化。矿区内发育的辉绿岩, 为成矿期后脉岩。

1 样品采集与分析方法

本研究采集的样品包括红云滩铁矿矿石、矿化围岩, 岩浆岩和后期脉岩, 一共 13 个。矿化围岩为阳起石化蚀变围岩, 岩浆岩为红云滩岩体的两个相, 黑云母花岗岩和似斑状花岗岩, 也是成矿的间接围岩。后期脉岩为辉绿岩。样品采集后, 粉碎分选, 分别挑出磁铁矿、石英和黄铁矿进行稳定同位素分析测试。

本文稳定同位素分析测试共分为三个部分: 1) 矿石中磁铁矿以及矿化围岩、成矿后期辉绿岩、红云滩黑云母花岗岩中磁铁矿的氧同位素组成分析; 2) 矿石中脉石矿物石英以及成矿围岩红云滩岩体中石英的氢和氧同位素分析; 3) 矿石矿物黄铁矿硫同位素组成分析。氧和氢同位素测试是在国土资源部同位素地质重点实验室完成的: 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 与石墨反应转化为 CO_2 , 最后在 MAT253 质谱上测量出结果, 测量精度 0.1‰; 氢同位素的测量采用爆裂法取水, 然后 Zn 法制氢, 再送质谱 MAT253 质谱测出结果, 精度为 1‰; 硫同位素是在核工业北京地质研究院同位素实验室测试的, 方法为利用 CuO 和 V_2O_5 混合氧化剂在高温下把硫化物中的硫氧化为 SO_2 , 然后利用 MAT251 质

谱测出结果, 测试结果精度为 0.1‰。

2 分析结果

2.1 矿石与岩体磁铁矿氧同位素组成

磁铁矿氧同位素分析结果列于表 1、图 2。由图 2 可知, 矿石磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值和辉绿岩中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值相似, 为 1.0‰~2.0‰, 矿化含阳起石蚀变围岩中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 5.0‰~6.0‰, 而围岩岩体黑云母花岗岩中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值在前两者范围之间为 2.0‰~3.0‰。

2.2 矿石和岩体中石英氢氧同位素组成

由表 1 可以看出, 矿石中石英氧同位素值范围为 4.8‰~6.8‰, 均小于岩体中石英的值 7.3‰~9.8‰; 矿石氢同位素值 -92‰~-104‰, 略大于岩体石英的值, 低于变质水的相应范围。

2.3 矿石硫同位素组成

根据本文测试硫同位素组成作矿石围岩和辉绿

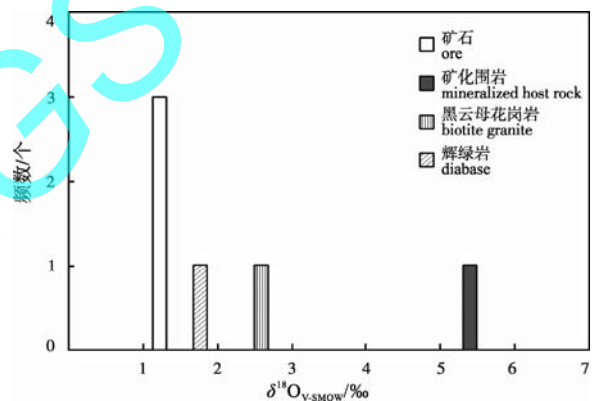


图 2 红云滩铁矿岩体、矿化围岩和矿石中磁铁矿氧同位素分布频数直方图

Fig. 2 Frequency histogram of magnetite $\delta^{18}\text{O}$ values in magmatic rock, host rock and ore of the Hungyuntan iron deposit

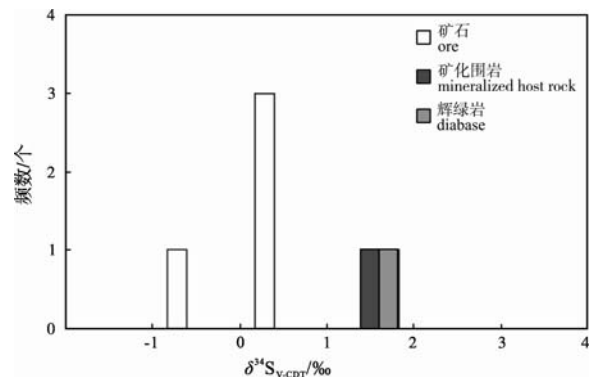


图 3 红云滩铁矿区辉绿岩、矿化围岩和矿石中黄铁矿硫同位素分布频数直方图

Fig. 3 Frequency histogram of pyrite $\delta^{34}\text{S}$ values in diabase, mineralized host rocks and ores of the Hungyuntan iron deposit

表 1 红云滩铁矿矿石和围岩中氧、氢、硫同位素分析结果表

Table 1 Analytical results of O, H and S isotopic compositions of ores and host rocks of the Hongyuntan deposit

样号	岩石名称	测试矿物	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	测试矿物	$\delta^{34}S_{V-CDT}/\text{‰}$
TS1055	矿石	磁铁矿	1.3		黄铁矿	0.4
TS1061	矿石	磁铁矿	1.7		黄铁矿	0.4
TS1062	矿石				黄铁矿	0.3
TS1064	矿石	磁铁矿	2.0			
TS1070	矿化围岩	磁铁矿	5.4		黄铁矿	1.6
TS1073	辉绿岩	磁铁矿	1.6		黄铁矿	1.2
TS1074	黑云母花岗岩	磁铁矿	2.8			
TS1063	矿石	石英	6.8	-94		
TS1064	矿石	石英	4.8	-93		
TS1066	矿石	石英	5.9	-104	黄铁矿	-0.1
TS1074	黑云母花岗岩	石英	7.3	-92		
TS1075	似斑状花岗岩	石英	9.8	-109		

岩黄铁矿硫同位素分布频数图(见图 3), 矿石硫化物硫同位素值分布区间为 $-1\text{‰} \sim 1\text{‰}$, 属于陨硫 $-2\text{‰} \sim +3\text{‰}$ 的范围, 显示具有幔源的特征。矿化围岩和后期脉岩辉绿岩黄铁矿硫同位素组成, 也属于陨硫硫范围, 指示深源的特征。由于矿化围岩硫同位素值大于矿石相应的值, 所以可能显示成矿流体中硫同位素值较低, 仍具有深源的特征。

3 讨论

3.1 成矿流体的性质

测试所给出的仅有(表 1)石英的氧和其流体包裹体氢同位素的值, 需要根据石英氧和其流体包裹体氧的平衡分馏关系, 推导出成矿流体氧同位素的值。这需要形成岩体和成矿期石英时的温度。

3.1.1 成岩成矿温度的判断

根据岩体石英和磁铁矿氧同位素 $\delta^{18}O$ 的值(表 1 中的值), 利用石英-磁铁矿氧同位素温度计 $1000 \ln \alpha_{Q-Mt} = 5.57 \times 10^6 / T^2$ (Bottinga et al., 1973), 计算出形成该石英时的温度为 840°C 。为了进一步确认该温度的准确性, 需要其他方法的验证。应用公式:

$$\ln D_{Zr}^{Zircon/melt} = (-3.80 - [0.85(M-1)]) + 12900/T$$

推导出红云滩岩体形成锆石时的饱和温度为平均温度 843°C (见表 2, 计算数据引用吴昌志等, 2006, 计算方法和过程参见 Hanchar et al., 2003)。所以岩体石英形成时的温度为 840°C 是正确可信的。

红云滩铁矿为热液成因, 一般矿石中石英的形成晚于矿石矿物磁铁矿的形成。其形成的阶段多为石英-硫化物阶段, 其温度范围为 $300^\circ\text{C} \sim 200^\circ\text{C}$, 本文采用 250°C 作为红云滩矿石中石英形成的温度。

3.1.2 成岩成矿流体性质的判定

根据以上成岩成矿温度的推算和选定, 利用 Bottinga 等(1973)公式 $1000 \ln \alpha_{Q-H_2O} = 4.10 \times 10^6 / T^2 - 3.70$, 和张理刚等(1990)的公式 $1000 \ln \alpha_{Q-H_2O} = 3.306 \times 10^5 / T^2 - 2.71$, 分别计算出岩体和矿石石英流体包裹体氧同位素 $\delta^{18}O$ 的值(见表 3)并作图 4。由表 3 和图 4 可知, 形成岩体石英的岩浆热液不同于原生岩浆水和变质水。其中氢同位素 δD 值比较低的特征可能指示了俯冲洋壳所夹带低 δD 流体, 如大气水、沉积岩层间水、或富含有机质的流体, 或在岩体母岩浆上侵过程中有低 δD 流体加入。形成矿石石英的成矿后期流体继承了先前形成岩体石英岩浆热液的特点, 既不同于原生岩浆水也不同于变质水, 同时成矿后期流体 $\delta^{18}O$ 值也稍低于红云滩岩体形成石英时岩浆热液的 $\delta^{18}O$ 值, 显示了向大气水演化的特点。

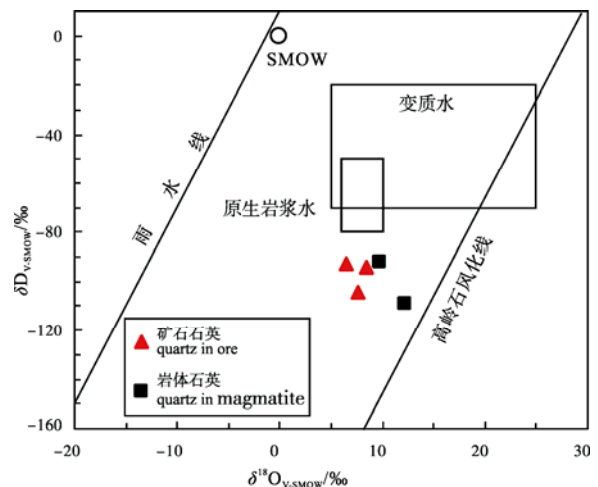


图 4 红云滩铁矿矿石和岩体石英中流体 $\delta D-\delta^{18}O$ 图
Fig. 4 $\delta D-\delta^{18}O$ diagram of fluid in quartz of ores and magmatic rocks in the Hongyuntan iron deposit

表2 红云滩岩体形成锆石时饱和温度推算表
Table 2 Calculated zircon saturation temperature of Hongyuntan magmatite

	氧化物百分含量			氧化物百分含量/分子量			分子比率		
	X333	X352	X355	X333	X352	X355	X333	X352	X355
SiO ₂	63.79	64.34	66.18	1.062	1.071	1.101	0.708	0.708	0.723
TiO ₂	0.61	0.62	0.63	0.008	0.008	0.008	0.005	0.005	0.005
Al ₂ O ₃	17.63	17.94	16.04	0.173	0.176	0.157	0.231	0.233	0.207
Fe ₂ O ₃	1.55	1.41	1.63						
FeO	2.59	2.72	2.95						
T(FeO)	3.98	3.99	4.42	0.055	0.056	0.061	0.037	0.037	0.040
MnO	0.07	0.08	0.10	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
MgO	1.34	1.34	1.49	0.033	0.033	0.037	0.022	0.022	0.024
CaO	4.60	4.63	4.32	0.082	0.083	0.077	0.055	0.055	0.051
Na ₂ O	3.98	4.02	3.67	0.064	0.065	0.059	0.086	0.086	0.078
K ₂ O	1.91	1.92	1.87	0.020	0.020	0.020	0.027	0.027	0.026
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.14	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
LOI	0.89	0.79	0.57						
Total	99.12	99.95	99.58	1.499	1.513	1.523			
Zr/10 ⁻⁶	319.65	345.75	212.27						
M	1.36	1.35	1.37				M=(Na+K+(2×Ca))/(Al×Si)		
温度/T	1126	1135	1086						
温度/°C	853	862	813						

注: 数据来自吴昌志等, 2006, 计算方法见 Hanchar et al., 2003。

表3 红云滩铁矿矿石和岩体石英中氧氢同位素分析和推算结果表

Table 3 Calculation results of O and H isotopic compositions of quartz in ores and magmatic rock of the Hongyuntan deposit

样号	岩石名称	测试矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Q}, \text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	成矿成岩温度/°C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}, \text{V-SMOW}}/\text{‰}$
TS1063	矿石	石英	6.8	-94	250	8.3
TS1064	矿石	石英	4.8	-93	250	6.3
TS1066	矿石	石英	5.9	-104	250	7.4
TS1074	黑云母花岗岩	石英	7.3	-92	840	10.7
TS1075	似斑状花岗岩	石英	9.8	-109	840	13.2

注: 岩体石英利用 Bottinga 等(1973)的公式 $1000\ln\alpha_{\text{Q-H}_2\text{O}}=4.10 \times 10^6/\text{T}^2-3.70$ (转引自魏菊英等, 1988); 矿石石英利用张理刚等(1990)的公式 $1000\ln\alpha_{\text{Q-H}_2\text{O}}=3.306 \times 10^5/\text{T}^2-2.71$ 。

3.2 红云滩铁矿成矿作用过程推测

3.2.1 红云滩铁矿成矿作用特点

根据矿床地质与地球化学特征, 该矿床的形成主要与热液交代作用有关, 论据如下: 1) 矿体受钾化黑云母花岗岩和安山质凝灰岩外接触带, 及构造破碎带控制; 2) 矿体上富下贫, 中富边贫, 显示热液作用的特征; 3) 矿体围岩蚀变发育, 具强烈钾化、钠化、透辉石化、阳起石化、石榴石化以及硅化; 4) 矿区仅受低-浅区域变质作用, 但矿石类型主要为磁铁矿与透闪石、阳起石、石榴石、石英等组成矿物组合, 显示岩浆热液交代的特征。

红云滩铁矿围岩蚀变的类型可分为两类: 浅色

蚀变和深色蚀变。前者主要为钾化、钠化和硅化, 后者主要为透辉石化、石榴石化和阳起石化。浅色蚀变实质上就是碱交代, 而深色蚀变实质上就是矽卡岩化。浅色蚀变在矿区以及在阿齐山-雅满苏-沙泉子铁成矿带广泛发育, 深色蚀变仅是近矿围岩蚀变并且晚于浅色蚀变。这非常符合矽卡岩化深色交代之前常常伴有碱交代的规律。碱交代的实质就是铁镁硅酸盐矿物钾长石化和钠长石化, 铁镁质被交代淋滤到成矿热液中。矿区的深色交代, 就是矽卡岩化的 Ca-Mg 交代, 主要是岩浆期后热液与碳酸盐反应先后生成干、湿矽卡岩矿物, 如石榴石、透辉石和阳起石。矿体赋矿围岩雅满苏组为富含碳酸盐细

粒的安山质凝灰岩(丁天府, 1990), 其中铁质以赤铁矿细粒稀疏浸染状分布(张雪玲, 2000), 在接触带处与岩浆热液流体反应产生矽卡岩化(主要为透辉石化、石榴石化和阳起石化), 并生成磁铁矿。成矿热液与特殊层位的安山质凝灰岩的交代反应, 形成干湿矽卡岩矿物之后便形成大量的磁铁矿而成矿, 这就是红云滩铁矿成矿的本质原因。红云滩铁矿的层控特征主要原因在于安山质凝灰岩中的微粒碳酸盐和其中的细粒赤铁矿。

矿石中磁铁矿氧同位素平均值为 1.6‰, 根据常用的石英-磁铁矿氧同位素温度计 $1000\ln\alpha_{Q-Mt}=5.57 \times 10^6/T^2$ (Bottinga et al., 1973), 在 500℃ 温度下, 与磁铁矿达到氧同位素平衡的石英氧同位素值应为 10.9‰, 大于实际矿石中石英氧同位素 5.8‰ 的平均值。如果假定矿石中磁铁矿和石英氧同位素已达到平衡, 根据上述温度计公式, 这时的成矿温度应为 883℃, 这与热液成矿的实际不符, 所以矿石中磁铁矿和石英并没有达到氧同位素平衡。合理的解释应为: 成矿热液由于大量磁铁矿的沉淀而变成酸性, 这直接导致只有在碱性条件下溶解的石英沉淀, 并形成硫化物, 即为矽卡岩化的石英-硫化物阶段。正是由于矿石中石英和磁铁矿不是在同—个阶段形成的, 所以本文所测试红云滩矿石中石英和磁铁矿氧同位素并没有达到平衡。

3.2.2 成矿作用过程推测

根据以上讨论, 红云滩铁矿成矿过程可分为五个阶段:

首先下石炭纪雅满苏安山质凝灰岩的形成成为成矿的第一阶段。地层中的微粒碳酸盐和赤铁矿为以后铁矿的形成提供物源和反应介质。

接着以红云滩岩体为代表的中酸性岩体侵入到该区, 形成了矿区的含矿热液, 引起了全区的浅色蚀变, 即碱交代。碱交代的结果使围岩中铁质被萃取聚集在成矿热液里。

在矿区接触带的有利部位, 成矿热液与围岩雅满苏组地层中的微粒碳酸盐和赤铁矿反应, 发生矽卡岩化、干湿矽卡岩矿物之后, 产生大量磁铁矿, 形成矿体, 即为主成矿阶段。

最后一个阶段为石英硫化物阶段, 该阶段是矽卡岩化形成磁铁矿后形成的。所以形成石英流体为成矿期后流体, 不代表形成矿体时的流体。

4 结论

红云滩铁矿, 通常认为的海相火山岩型铁矿, 本质上为层控的、并且碱交代发育的矽卡岩矿床。

其成矿过程可先后分为以下几个阶段: 1) 下石炭雅满苏火山岩的形成, 其中的安山质凝灰岩中含有细粒碳酸盐和赤铁矿; 2) 矿区红云滩岩体的侵位和岩浆期后热液的形成, 碱交代矿区普遍发育导致了 Fe 质的淋滤和集聚; 3) 在岩体和安山质凝灰岩的外接触带发生深色的矽卡岩化; 4) 矽卡岩化后的成矿热液形成大量矿石矿物磁铁矿; 5) 石英、硫化物大量形成, 成矿过程结束。在红云滩铁矿成矿过程中, 成矿流体是不断的演化的: 在最初红云滩岩体石英形成阶段, 可能有低 δD 值流体的参与使其石英氢同位素亏损 2H ; 在大量矿石矿物磁铁矿形成阶段, 可能有低 $\delta^{18}O$ 值的流体加入使矿石矿物磁铁矿亏损 ^{18}O 。在成矿后期大量石英和硫化物形成阶段, 此时成矿流体则不但继承了先前岩浆热液低 δD 值的特征, 也继承了磁铁矿形成期流体 $\delta^{18}O$ 值稍低的特征, 不同于岩浆水也不区别于变质水。

致谢: 野外工作期间, 得到新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局第一地质大队桑少杰总工程师及李洪斌、杨俊骥、姜立丰、刘国辉等专家的大力支持; 论文修改期间, 受到中国地质科学院矿产资源研究所李延河研究员的指导, 以及本文编辑的耐心帮助, 在此一并致以衷心的感谢!

参考文献:

- 丁天府. 1990. 新疆雅满苏组层控型铁矿的地质特征[J]. 中国区域地质, 3: 269-272.
- 董连慧, 冯京, 庄道泽, 李凤鸣, 屈讯, 刘德权, 唐延龄. 2011. 新疆富铁矿成矿特征及主攻类型成矿模式探讨[J]. 新疆地质, 29(4): 416-422.
- 姜福芝, 秦克章, 方同辉, 王书来. 2002. 东天山铁矿床类型、地质特征成矿轨列车与找矿方向[J]. 新疆地质, 20(4): 379-383.
- 李耀增, 孙宝生. 1984. 中国东天山东部铁矿分布规律[J]. 矿床地质, 3(4): 1-7.
- 祁志明, 吴琦, 白玉麟. 1985. 新疆天山铁矿地质特征及找矿远景[J]. 新疆地质, 3(4): 29-42.
- 王登红, 李纯杰, 陈郑辉, 陈世平, 肖克炎, 李华芹, 梁婷. 2006. 东天山成矿规律与找矿方向的初步研究[J]. 地质通报, 25(8): 910-915.
- 魏菊英, 王观玉. 1988. 同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社: 115.
- 吴昌志, 张遵忠, KHIN Z, FERNADO D, 唐俊华, 郑远川, 汪传胜, 三金柱. 2006. 东天山觉罗塔格红云滩花岗岩年代学、

地球化学及其构造意义[J]. 岩石学报, 22(5): 1121-1134.

徐仕琪, 赵同阳, 冯京, 高永峰, 田江涛, 杨在峰, 刘德权. 2011. 东天山海相火山岩型铁矿区域成矿规律研究[J]. 新疆地质, 29(2): 173-177.

张理刚, 刘敬秀, 周环波, 陈振胜. 1990. 石英-水-盐体系氧同位素分馏作用[J]. 矿床地质, 9(2): 158-166.

张雪玲. 2000. 红云滩铁矿贫矿选矿试验研究[J]. 新疆钢铁, 76(4): 1-3.

References:

BOTINGA Y, JAVORY M. 1973. Comments on oxygen isotope geochromometry [J]. Earth and Planetary Science Letters: 20(2): 250-265.

DING Tian-fu. 1990. The geological characteristics of stratabound iron deposits in the Yamasu formation in Xinjiang[J]. Regional Geology of China, 3: 269-272(in Chinese with English abstract).

DONG Lian-hui, FENG Jing, ZHUANG Dao-ze, LI Feng-ming, QU Xun, LIU De-quan, TANG Yan-ling. 2011. Discussion of metallogenic models, mineralization characteristic and main type of rich iron ore of Xinjiang [J]. Xinjiang Geology, 29(4): 416-422(in Chinese with English abstract).

HANCHAR J, WATSON E. 2003. Zircon saturation thermometry [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 89-112.

JIANG Fu-zhi, QIN Ke-zhang, FANG Tong-hui, WANG Shu-lai. 2002. Types, geological characteristics, metallogenic regularity and exploration target of iron deposits in Eastern Tianshan mountains [J]. Xinjiang Geology, 20(4): 379-383(in Chinese with English abstract).

LI Yao-zeng, SUN Bao-sheng. 1984. The distribution regularity of iron ore deposits in Eastern Tianshan mountains[J]. Mineral

Deposits, 3(4): 1-7(in Chinese with English abstract).

QI Zhi-ming, WU Qi, BAI Yu-lin. 1985. The geologic features of iron ore deposits of Tianshan and the prospecting target[J]. Xinjiang Geology, 3(4): 29-42(in Chinese with English Abstract).

WANG Deng-hong, LI Chun-jie, CHEN Zheng-hui, CHEN Shi-ping, XIAO Ke-yan, LI Hua-qin, LIANG Ting. 2006. Metallogenic characteristics and direction in mineral search in the east Tianshan, Xinjiang, China[J]. Geological Bulletin of China, 25(8): 910-915(in Chinese with English abstract).

WEI Ju-ying, WANG Guan-yu. 1988. Isotope geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House: 115(in Chinese).

WU Chang-zhi, ZHANG Zun-zhong, KHIN Z, FERNADO D, TANG Jun-hua, ZHENG Yuan-chuan, WANG Chuan-sheng, SAN Jin-zhu. 2006. Geochronology, geochemistry and tectonic significances of the Hongyuntan granitoids in the Qoltag area, Eastern Tianshan[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1121-1134(in Chinese with English abstract).

XU Shi-qi, ZHAO Tong-yang, FENG Jing, GAO Yong-feng, TIAN Jiang-tao, YANG Zai-feng, LIU De-quan. 2011. Study on regional metallogenic regularity of marine volcanic type iron in the east Tianshan of Xinjinag[J]. Xingjiang Geology, 29(2): 173-177(in Chinese with English abstract).

ZHANG Li-gang, LIU Jing-xiu, ZHOU Huan-bo, CHEN Zhen-sheng. 1990. Oxygen isotope fractionation in the quartz-salt system [J]. Mineral Deposit, 9(2): 158-166(in Chinese with English abstract).

ZHANG Xue-ling. 2000. Study on the beneficiability tests of the low grade ores in Hongyuntan iron deposit[J]. Xinjiang Stell, 76(4): 1-3(in Chinese).