文章编号:1009-3850(2019)02-0014-13

西藏措勤尼雄矿田滚纠铁矿磁铁矿元素地球化学特征及对成矿作用的制约

李 俊[1], 刘 函[1], 苟正彬[1], 崔浩杰[2]

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081; 2. 成都理工大学, 四川 成都 610059)

摘要:尼雄矿田滚纠铁矿地处拉萨地块隆格尔-工布江达岩浆弧,是冈底斯成矿带中生代铁铜多金属成矿作用的典型代表。在详细的野外地质调查和室内研究基础上,分析了滚纠铁矿床磁铁矿的成因矿物学特征。电子探针测试和ICP-MS分析表明,磁铁矿主量元素具有富SiO_2,贫TiO_2、V_2O_5的特征;微量元素Ba、Ti相对亏损,Cs、U相对富集,Eu、Lu、Tb、Ho、Tm强烈亏损。磁铁矿的Ti-(V+Cr)和(Ti+V)-(Al+Mn)协变图显示氧逸度、温度对矿物元素含量有明显制约作用,同时$w(TiO_2)$与$w(CaO+MgO)$、$w(Na_2O+K_2O)$表现出明显正相关关系,指示矽卡岩系统中流体-岩石相互作用是磁铁矿地球化学元素变化的主要控制因素。通过研究矿床中矿物生成顺序和磁铁矿中Ti、V元素特征并结合前人流体包裹体测温资料,认为矿区铁矿化阶段为高氧逸度的中高温环境,初步限定磁铁矿成矿温度为300~450℃。矿物的$w(Ni)$均值为8.98×10^{-6},Ni/Co比值<1(变化范围0.15~0.59),Ti/V比值为6.71~25.52,从矿物化学角度进一步印证滚纠铁矿的成矿物质来源于矿区中酸性岩浆流体系统。$TiO_2-Al_2O_3-(MgO+MnO)$和(Ca+Al+Mn)-(Ti+V)等成因判别图解在矿区具有良好适用性,说明磁铁矿是矽卡岩矿床成矿过程的重要指示矿物。

关 键 词:地球化学;磁铁矿;滚纠铁矿;尼雄矿田

中图分类号:P618.31 **文献标识码:**A

拉萨地块在白垩纪同时遭受雅鲁藏布江大洋北向俯冲和班公湖-怒江大洋南向俯冲的双重影响,中北冈底斯岩浆作用强烈,早白垩世冈底斯成矿带是中生代最为重要的铁铜多金属成矿阶段。随着近年来地质调查和找矿工作的开展,在冈底斯成矿带西段陆续发现以尼雄、隆格尔、落布勒、敌布错、大架夏玛、饿阿次尔等为代表的一批早白垩世与岩浆作用及岩浆期后热液作用有关的铁矿床。尼雄矿田作为冈底斯成矿带西段早白垩世Fe-Cu多金属成矿作用的典型代表,前人对矿床地质特征、岩浆源区及动力学机制、成岩成矿时代等方面做了较多研究[1-5],但由于缺乏系统的矿物学研究,导致对其成矿作用的认识尚不清晰。

磁铁矿属于尖晶石族矿物,具有"反"尖晶石结构,其通用化学式为XY_2O_4。其中X为四面体位置(四次配位),常为Fe^{2+}或Mg^{2+}、Ni^{2+}、Mn^{2+}、Co^{2+}、

收稿日期: 2018-12-17; **改回日期:** 2019-01-20

作者简介: 李俊(1987-),工程师,主要从事区域成矿学方面的研究。E-mail:cdlijunwonder@163.com

基金项目: 本文得到中国地质调查局项目(项目编号DD20190053、DD20160015)、国家自然科学基金(项目编号41773026和41303028)和四川省基金项目(项目编号2014JQ0025)的联合资助

Zn^{2+}等二价金属离子占据,Y 为八面体位置(六次配位),常为 Fe^{3+}或 Al^{3+}、Fe^{3+}、Cr^{3+}、V^{3+}、Mn^{3+}、Ga^{3+}等三价金属离子占据,在一定的替代机制下,Si^{4+}、Ti^{4+}四价离子也能进入矿物晶格。由于其特殊的"反"尖晶石结构导致 Fe^{3+}能同时占据四面体和八面体位置(X 和 Y),有效离子半径分别是 0.49 和 0.65。而 Fe^{2+}仅占据八面体位置,有效离子半径 0.78,其化学式为 $Fe^{3+}[Fe^{2+}Fe^{3+}]O_4$。研究认为,电荷的平衡以及离子半径等因素是控制磁铁矿中微量元素分配行为的首要因素[6]。由于晶体结构和离子半径的近似,尖晶石族各矿物之间也常存在类质同象置换现象[7],也会导致矿物元素组分的变化。磁铁矿作为多种岩浆和热液铁矿床(如 BIF、岩浆型、矽卡岩型等)的重要矿石矿物,晶格中赋存有 Cr、Co、Ni、Al、Ti、V、Si、Ca、Mn、Mg 等一系列微量元素,这些元素含量往往受到晶体化学、温度(如 Ti 含量主要受温度控制)、硫逸度、氧逸度(V、Cr 受氧逸度影响)、流体成分、再平衡过程以及围岩反应等多方面因素的影响[8-10]。特别是矿床中的金属硫化物和氧化物(黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿、方铅矿等),其多于成矿岩浆或含矿流体中直接沉淀,矿物中元素含量对成矿环境和矿物成因均有较好的指示作用[7,11]。磁铁矿中微量元素可以间接反映成矿温度、氧化还原态等丰富的成矿信息[12-13]和成矿作用过程[14-15]。在矽卡岩型矿床中接触交代作用对磁铁矿组分存在明显影响,如果围岩富含镁质,则经历交代过程形成的磁铁矿也相对富镁[16]。因此,本文以尼雄矿田勘查程度最高的滚纠铁矿床为研究目标,选择重要矿石矿物磁铁矿,通过电子探针(EPMA)和离子质谱(ICP-MS)等测试手段研究磁铁矿的成分特征,并初步研究磁铁矿成分变化的规律性、可能影响磁铁矿成分的因素等问题,进一步认识矿物组分对矿床成矿过程的指示作用,探讨滚纠铁矿的成矿物质来源和矿床成因机制。

1　区域地质

滚纠铁矿地处冈底斯陆块中北部(图 1a),北距班公湖-怒江缝合带 150 km,南距雅鲁藏布江缝合带 100km,大地构造位置处于隆格尔-工布江达岩浆弧,属于冈底斯铜金多金属成矿带西段,是措勤-申扎铁铜多金属成矿带的重要组成部分。以元古界念青唐古拉岩群片岩、片麻岩和混合岩作为古老基底的冈底斯地块,盖层主体地层为一套古生界—中生界海陆交互的浅海碳酸盐岩和碎屑岩建造。受南北两侧雅鲁藏布江大洋和班公湖-怒江大洋先后相向俯冲的影响,冈底斯多期次岩浆活动表现出明显的火山-岩浆弧特征,主要表现为洋陆转换阶段的晚侏罗世—早白垩世(154~100 Ma)、晚白垩世(100~65Ma)、陆陆碰撞阶段的喜马拉雅运动(65~40Ma)和喜马拉雅运动晚期壳源钾质火山岩和埃达克质含矿斑岩[17]。

2　矿床地质

滚纠铁矿位于措勤县城南东约 60km,达中型铁矿规模(333+334 资源量超 5000 万吨)。矿床出露地层较简单,主要为中二叠统下拉组生物碎屑灰岩、亮晶灰岩、微晶灰岩和灰质白云岩,上二叠统敌布错组粉砂岩、含砾长石石英砂岩、岩屑砂岩和第四系松散堆积物(图 1b),其中下拉组碳酸盐岩和敌布错组碎屑岩是最主要的赋矿围岩。矿区构造总体以北西西、北西向断裂为主,是重要的导岩控矿构造,近南北向断裂为次要构造,对矿体起后期破坏作用。矿区早白垩世中酸性岩浆活动强烈,其中以花岗闪长岩和二长花岗岩与成矿关系最为密切。

滚纠铁矿中矿体在空间上主体受侵入岩与围岩的接触带控制明显,少量矿体发育于围岩层间破碎带和岩体内部裂隙中。矿体多呈条带状、透镜状、似层状产出,走向近平行于主断裂方向(NWW、NW),其中以接触带内发育的 KT4 和 KT6 为主矿体。矿石类型主要为致密块状磁铁矿(图 2a)、角砾状磁铁矿石、致密块状磁赤铁矿石、浸染状黄铁矿石和蜂窝状褐铁矿石为主;矿石结构可见有半自形-它形结构、交代残余结构、粒状变晶结构等。脉石矿物主要为石榴子石、透辉石、绿帘石、红柱石、蛇纹石、绿泥石、方解石和石英等。在岩体内外接触带普遍发育强烈的接触交代变质现象,蚀变带宽度数十米至百米不等,常见矽卡岩化(图 2b)、角岩化、硅化、绿帘石化(图 2c)、大理岩化(图 2d)、绿泥石化等。

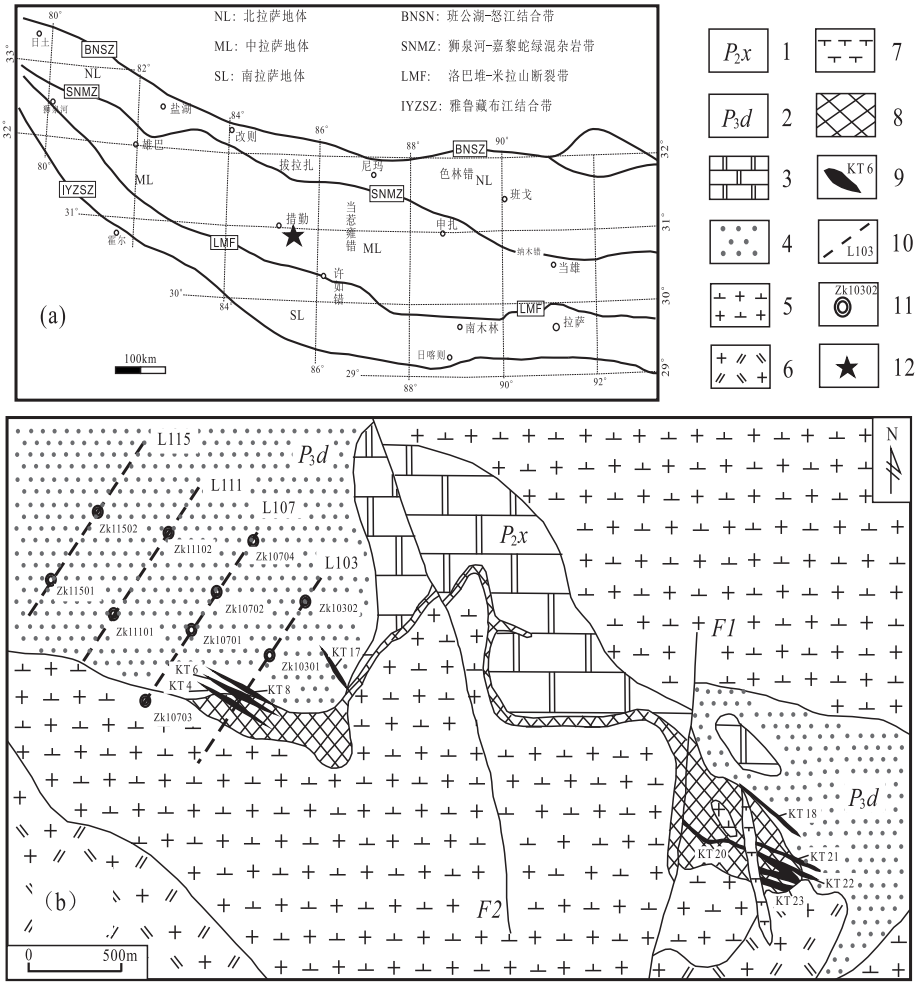

图1 滚纠铁矿床大地构造位置图(a)及矿区地质图(b)

1. 中二叠统下拉组;2. 晚二叠统敌布错组;3. 大理岩;4. 角岩;5. 花岗闪长岩;6. 二长花岗岩;7. 正长斑岩;8. 矽卡岩;9. 矿体;10. 勘探线;11. 钻孔;12. 滚纠铁矿

Fig. 1 Tectonic setting (a) and geological map (b) of the Gunjiu iron deposit

通过在矿区内岩体接触带和矿体等剥露面开展详实调查工作和部分钻孔岩心观察采样研究,结合显微镜下矿物共生组合特征、穿插关系,按照时间顺序先后和成矿温度的高低,将滚纠铁矿成矿过程中主要矿物形成期次划分如下(图3)。

(1) 矽卡岩期:该时期为矽卡岩矿物形成的主要阶段,成矿温度较高,表现为钙、镁、铁、铝等与硅酸根离子结晶生成大量硅酸盐矿物。

Ⅰ 早期矽卡岩阶段,以形成无水硅酸盐矿物石榴子石(图4a)和透辉石为特征,构成接触带分布广泛的石榴子石矽卡岩、石榴子石透辉石矽卡岩。

Ⅱ 晚期矽卡岩阶段,流体中的 H_2O 开始参与矿物形成,形成以绿帘石(图4b)、金云母、阳起石等为主的含水硅酸盐矿物。

Ⅲ 氧化物阶段,是金属氧化物形成的最主要阶段,该阶段磁铁矿(图4c)、赤铁矿、磁赤铁矿、穆磁铁矿等铁氧化物大量结晶沉淀,在磁铁矿结晶末期伴随有云母类矿物的形成。

(2)退化蚀变期:该时期开始形成黄铁矿、黄铜矿等金属硫化物(图4d)和石英、方解石、绿泥石(图4b)等脉石矿物,呈脉状改造和穿插早期形成矿物,中低温结晶矿物多见。

Ⅳ 石英硫化物阶段,该阶段以石英和黄铁矿等矿物的大量形成为特征,其中黄铁矿多呈浸染状、星点状或脉状产于早期形成的接触带矽卡岩和蚀变岩体内部裂隙中,伴随黄铁矿和少量黄铜矿生成。石英则表现为细脉状、网脉状石英脉穿切蚀变岩石、矿石或者造成围岩硅化蚀变。

Ⅴ 碳酸盐阶段,该阶段主要形成方解石、绿泥石、蛇纹石等低温矿物。

(3)表生氧化成矿期:主成矿期的原生矿石遭受后期地表风化和淋滤,形成褐铁矿等氧化矿物,对矿体起次生富集或破坏作用。

3　磁铁矿元素地球化学特征

3.1　样品采集制备及分析

在野外地质调查工作基础上,分别于滚纠铁矿探槽(TC01)和钻孔(ZK10301、ZK7502 等)采集能代表矿区成矿特征的矿石和钻孔岩心样品 20 余件,磨制探针片 15 件,能谱分析 47 个点,制备了磁铁矿单矿物 ICP－MS 分析样品共 9 件。测试样品的粉碎和挑选工作由廊坊区域地质矿产调查研究所完成。先将样品粉碎后用纯净水清洗干燥,再将样品研磨至 40～60 目,经过淘洗烘干在镜下挑选达到足够纯度(＞99%)的单矿物样品。探针片制备工作由廊坊区域地质调查所完成,探针片打磨抛光至厚度 80 μm,结合显微镜下观察的共生关系、矿物形态等特征圈定目标矿物的靶区,最后于探针片表面喷涂碳膜以备分析。电子探针微区能谱分析(EPMA)是在自然资源部西南矿产资源监督检查中心完成,分析仪器为 JEOL 公司生产的电子探针显微分析仪(仪器型号 JXA-8100)。测试条件为电流 20 nA,加速电压 15 kV,摄谱时间 10 sec,束斑直径 5 μm。单矿物 ICP－MS 测试工作是由国家地质实验测试中心完成,实验仪器型号为等离子质谱 X-series,实验方法采用酸溶法,实验严格执行标准国家标准 DZ/T0223-2001,分析误差范围＜5%,检测限值为 0.05 $\times 10^{-6}$。

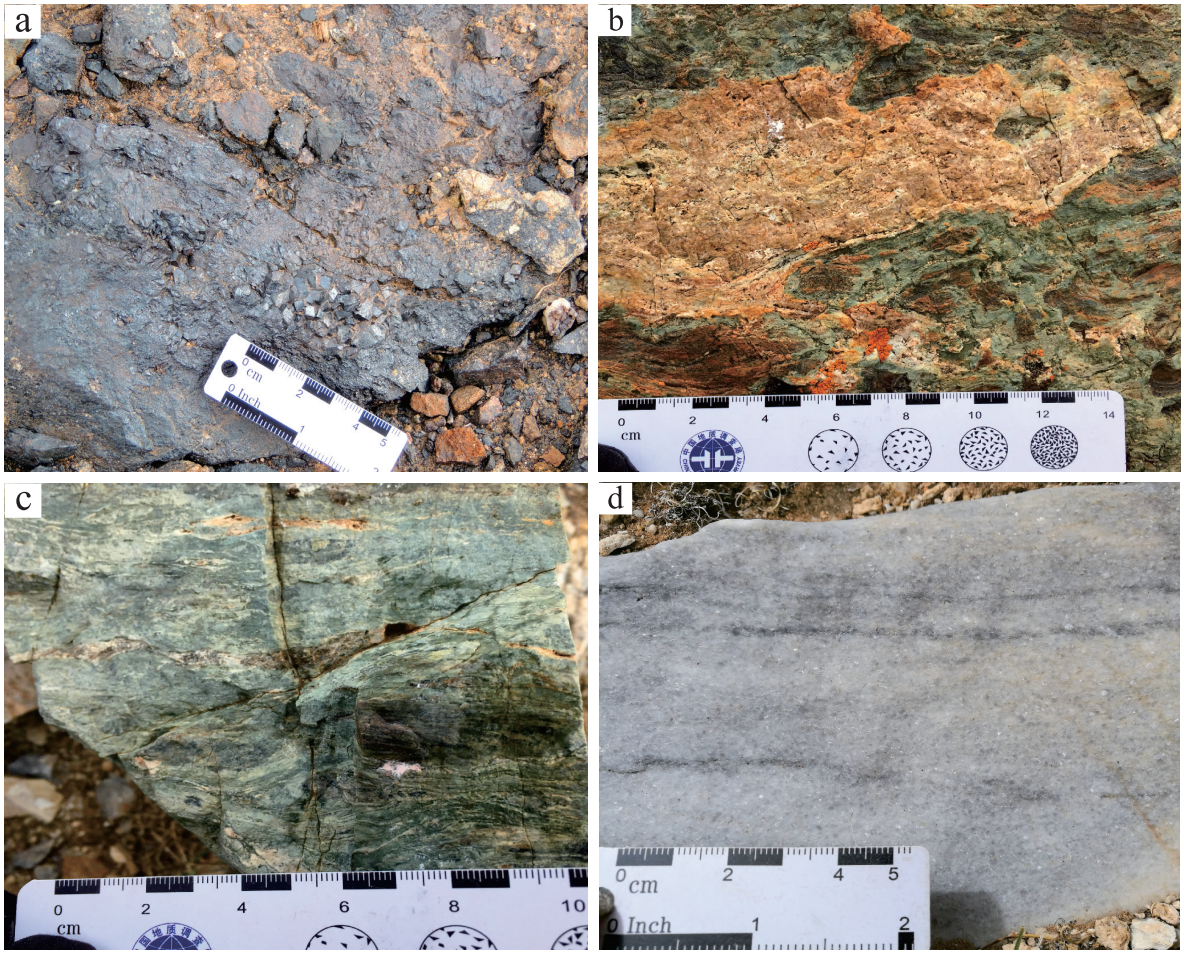

图 2　滚纠铁矿床典型岩石、矿石特征

a. 致密块状磁铁矿石;b. 石榴子石透辉石矽卡岩;c. 绿帘石绿泥石蚀变岩;d. 大理岩

Fig. 2　Pictures showing the characteristics of the representative ores and rocks in the Gunjiu iron deposit

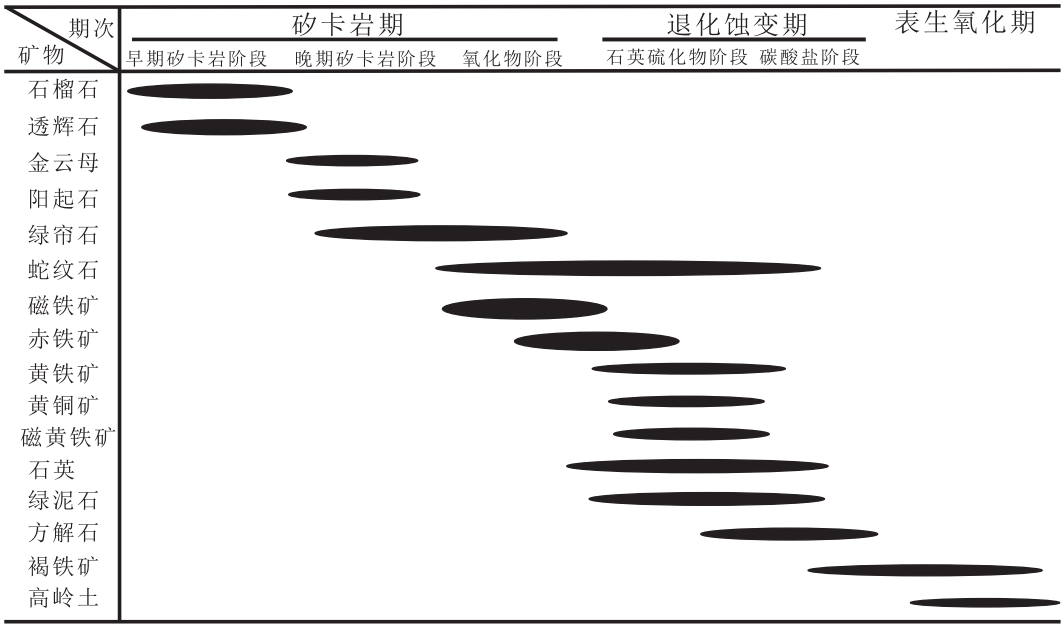

图 3 滚纠铁矿主要矿物生成顺序

Fig. 3 Mineral sequences indicated by the Gunjiu iron deposit

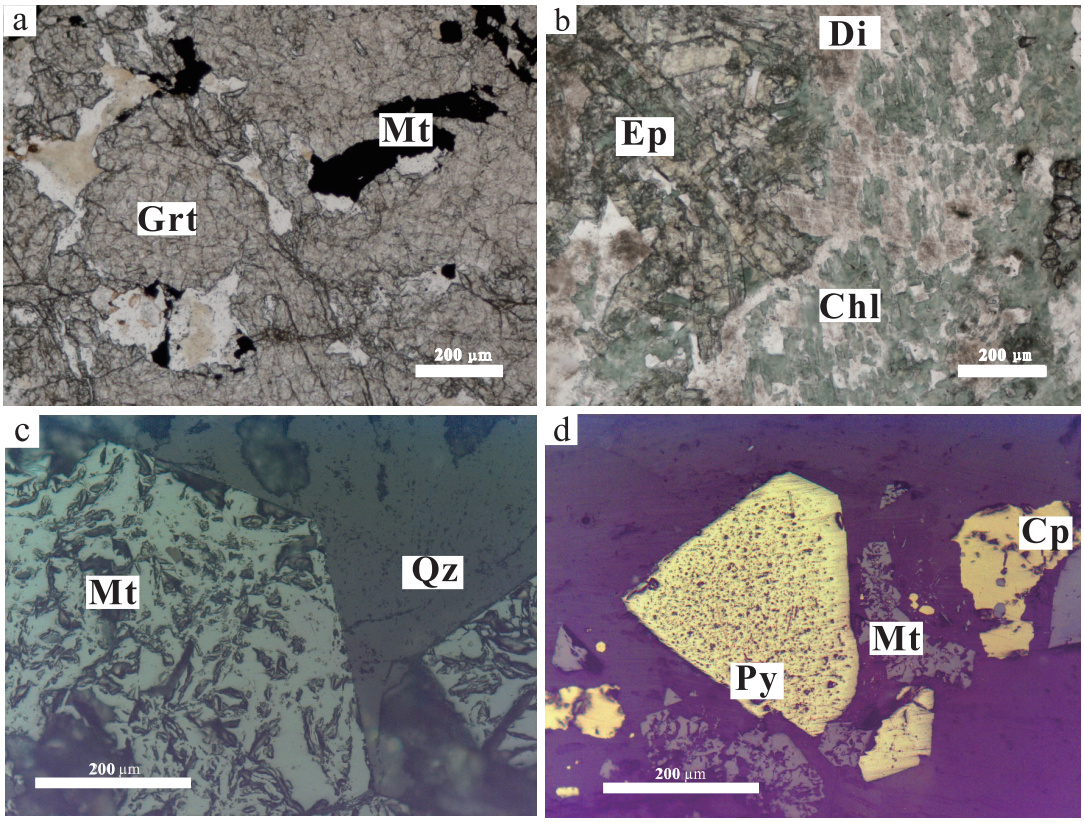

图 4 滚纠铁矿床典型矿物显微镜下照片

a. 石榴子石及颗粒间充填的磁铁矿(透射单偏光);b. 绿帘石绿泥石交代蚀变透辉石(透射单偏光);c. 半自形磁铁矿(反射光);d. 磁铁矿及晚期黄铁矿、黄铜矿(反射光);Grt. 石榴子石;Di. 透辉石;Mt. 磁铁矿;Py. 黄铁矿;Cp. 黄铜矿;Ep. 绿帘石;Chl. 绿泥石;Qz. 石英

Fig. 4 Photomicrographs of the representative minerals in the Gunjiu iron deposit

3.2　测试分析结果

由磁铁矿 ICP－MS 稀土、微量元素分析结果(表 1、表 2)可以看出,磁铁矿含 Rb、Nb、Sc、U、V、Ti、Co、Ni、Cr 等元素。磁铁矿 ∑REE 含量极低,范围为 $0.56\times10^{-6}\sim1.49\times10^{-6}$,其中 Eu、Tb、Tm、Lu 含量均低于仪器检测限。矿物中 w(Ti)偏低,w(Ti)集中于 $66.30\times10^{-6}\sim160.00\times10^{-6}$;$w$(Cs)和 w(U)较高,w(Cs)和 w(U)分别集中于 $0.16\times10^{-6}\sim0.86\times10^{-6}$以及 $0.06\times10^{-6}\sim0.49\times10^{-6}$;$w$(Ni)为 $4.07\times10^{-6}\sim13.90\times10^{-6}$;$w$(Co)为 $22.60\times10^{-6}\sim37.14\times10^{-6}$;$w$(V)值较低($4.65\times10^{-6}\sim15.70\times10^{-6}$);$w$(Cr)变化较大,含量 $0.59\times10^{-6}\sim14.2\times10^{-6}$;$w$(Ba)偏低,$w$(Ba)为 $2.49\times10^{-6}\sim10.00\times10^{-6}$;$w$(Zn)为 $136\times10^{-6}\sim368\times10^{-6}$。

磁铁矿电子探针测试分析数据见表 3。磁铁矿单矿物组分以 TFeO 为主,w(TFeO)为 88.07%～90.20%,另外还有 SiO_2、MnO、TiO_2、Al_2O_3、MgO、Na_2O、K_2O、CaO、Cr_2O_3等。w(SiO_2)较高,且变化较大(0.10%～1.44%)。w(TiO_2)最高为 0.57%,最低至 0.01%,多集中于 0.05%～0.16%。矿物中 w(MgO)和 w(CaO)变化较大,w(MgO)值变化于 0.04%～0.87%,w(CaO)值变化于 0.03%～0.35%。w(Al_2O_3)为 0.16%～0.78%,平均含量为 0.41%,w(MnO)值较稳定,多集中于 0.11%～0.44%。矿物中 w(V_2O_3)低于检测限 0.1‰,w(Cr_2O_3)多集中于 0.01%～0.06%,部分低于检测限 0.1‰。矿物中 w(K_2O)和 w(Na_2O)较低,w(K_2O)平均为 0.02%,w(Na_2O)平均为 0.03%。

4　讨论

4.1　温度和氧逸度因素

温度是控制矿物形成过程中微量元素行为的重要因素[8,18]。Ti 作为磁铁矿中最常见的元素,其在高温环境下常以钛尖晶石－磁铁矿固溶体的形式置换 Fe^{3+}($2Fe^{3+}=Ti^{4+}+Fe^{2+}$)进入矿物晶格[19]。由于 Ti 元素在流体中不易溶解的性质,导致热液系统中磁铁矿中的钛含量完全由温度控制[20],Ti 在磁铁矿矿物中含量与温度呈正相关,温度越高钛含量越高。滚纠铁矿矽卡岩矿物主要为钙铁榴石、次透辉石、透辉石等,这不仅表示其为典型氧化型矿床[21],同时还指示矽卡岩阶段的成矿流体为高温和高氧逸度环境[22]。采自滚纠铁矿中的磁铁矿 w(Ti)含量变化范围较小(集中于 $66.30\times10^{-6}\sim160.00\times10^{-6}$),指示矿床中铁矿化阶段的成矿温度相对较稳定。矿区接触带内钙铁榴石、黄铁矿伴生石英等矿物流体包裹体均一温度分别是 462～558℃,256～337℃[23],而磁铁矿形成介于干矽卡岩阶段和石英硫化物阶段之间,表明矿区铁矿化阶段为中高温成矿,磁铁矿成矿温度大致限定在 300～450℃。

氧逸度被认为是控制矿物中元素含量的另一种重要因素。研究表明,氧逸度会在一定程度上影响磁铁矿中 V、Cr 等变价元素的含量,这些元素的行为可以用来反映矿物形成过程中氧逸度的相对变

表 1　磁铁矿稀土元素测试数据结果表($\times10^{-6}$)

Table 1　REE analyses (10^{-6}) of magnetite from the Gunjiu iron deposit

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE
GJ-T1	0.22	0.53	0.08	0.34	0.08	-	0.09	-	0.09	-	0.06	-	0.06	-	1.49
GJ-T2	0.29	0.41	0.08	0.31	0.05	-	0.06	-	-	-	0.08	-	-	-	1.28
GJ-T3	0.28	0.29	0.05	0.23	0.06	-	0.07	-	0.08	-	-	-	-	-	1.06
GJ-T4	0.14	0.26	-	0.17	0.05	-	0.06	-	0.09	-	0.07	-	0.06	-	0.90
GJ-T5	0.09	0.15	0.05	0.09	0.05	-	0.05	-	-	-	-	-	0.08	-	0.56
GJ-T6	0.13	0.25	-	0.16	0.07	-	0.06	-	0.08	-	0.06	-	0.06	-	0.87
GJ-T7	0.2	0.43	0.06	0.24	0.08	-	0.08	-	0.13	-	0.09	-	-	-	1.31
GJ-T8	0.17	0.23	-	0.21	-	-	0.09	-	0.05	-	0.06	-	0.11	-	0.92
GJ-T9	0.18	0.33	0.07	0.36	0.07	-	0.05	-	0.11	-	0.05	-	0.09	-	1.31

注:“-”表示样品检测结果低于仪器检测限

表 2 磁铁矿微量元素测试数据结果表($\times10^{-6}$)

Table 2 Trace element analyses (10^{-6}) of magnetite from the Gunjiu iron deposit

样品号	Y	Rb	Sr	Ba	Cs	Ga	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	V	Cr	Co	Ni	Sc	U	Ti	Sb	Ag	Cu	Zn	W	Yb
GJ-T1	0.75	0.95	2.37	3.68	0.46	12.2	0.16	0.11	1.07	0.05	0.35	15.7	14.2	22.6	13.3	1.25	0.16	118	7.88	3.24	1.15	256	22.3	0.06
GJ-T2	0.34	0.81	2.25	2.49	0.36	13.2	0.18	0.14	1.08	0.05	0.38	4.65	0.59	29.6	10.4	0.88	0.4	66.9	0.35	0.09	5.23	136	0.69	0.07
GJ-T3	0.61	1.36	3.62	4.38	0.78	5.55	0.67	0.14	6.49	0.23	0.32	11.4	2.13	34.1	5.04	1.42	0.17	160	7.76	145	3.74	368	188	0.05
GJ-T4	0.72	1.43	5.80	4.76	0.68	8.12	0.99	0.15	4.97	0.19	0.40	5.30	1.36	27.6	5.08	1.35	0.29	101	9.05	62.4	0.76	217	175	0.06
GJ-T5	0.10	0.39	1.50	10.0	0.16	13.2	0.06	0.05	0.35	0.05	0.16	9.88	0.86	26.9	13.9	1.02	0.06	66.3	10.2	1.97	0.5	177	107	0.05
GJ-T6	0.72	1.21	6.05	4.23	0.58	7.86	0.90	0.12	4.88	0.18	0.64	4.82	2.49	25.7	4.07	1.08	0.49	123	7.87	1.1	0.81	180	29.1	0.09
GJ-T7	0.55	1.65	4.37	4.68	0.56	11.1	0.56	0.11	4.07	0.17	0.33	9.70	4.2	28.67	8.13	1.15	0.26	98	8.52	27.6	1.45	156	101	0.06
GJ-T8	0.65	1.25	6.12	5.18	0.86	9.2	0.43	0.10	3.87	0.14	0.37	9.71	8.52	32.6	11.34	1.16	0.37	82	7.88	66.3	1.35	182	145	0.05
GJ-T9	0.47	1.11	4.17	4.58	0.53	9.67	0.72	0.09	3.27	0.20	0.35	8.59	2.21	37.14	9.53	1.27	0.29	119	7.7	2.13	0.95	296	34.1	0.11

化[8]。例如 V 的价态包括 V^{3+}、V^{4+}、V^{5+},但 V^{3+} 由于离子半径的因素与磁铁矿相容性最高而成为最主导的阳离子[24-25]。由于 V 的价态对于氧逸度变化非常敏感,fO_2的微弱上升都可将 V^{3+} 转换为 V^{4+} 导致钒元素在矿物中相容性变差而含量降低,因此磁铁矿样品中 V 含量的减少能够反映成矿过程中 fO_2的增加。从滚纠铁矿中磁铁矿样品 Ti-V + Cr 协变图(图 5)可以看出,随着 Ti 含量的降低即温度的下降,V + Cr 也表现出一定的下降趋势即 fO_2上升,可能指示了矿床铁矿化阶段随成矿的进行,氧逸度有一定程度的上升。另外,热液系统中磁铁矿的 V 含量不仅受氧逸度控制,也同样受温度的影响而表现出正相关关系[24-25],因而 Nadoll 等(2014)提出了关于成矿温度的 Ti + V-Al + Mn 图解[8](图 6),滚纠铁矿磁铁矿数据在图解中显示矿物成矿温度下降对于矿物组分(Al、Mn)的变化存在较明显的制约。

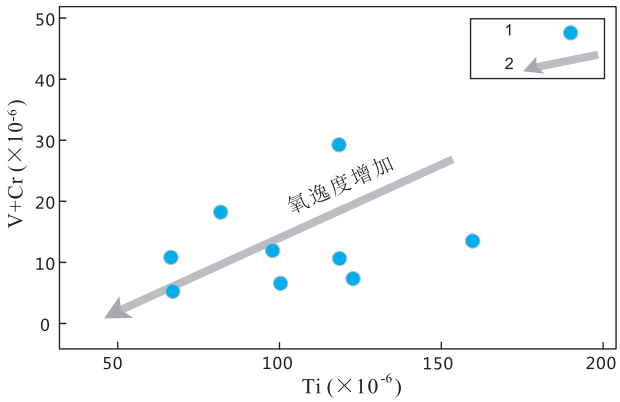

图 5 滚纠铁矿磁铁矿 Ti-(V + Cr)协变图

1. 磁铁矿分析数据;2. 元素协变趋势

Fig. 5 Ti vs. (V + Cr) diagram of magnetite from the Gunjiu iron deposit

4.2 热液活动对磁铁矿元素分配行为的影响

斑岩型、矽卡岩型热液矿床在成矿过程中大多均经历多期次的热液活动,热液在析出和运移过程中与围岩发生水岩反应和热液蚀变。虽然由于热液活动和围岩的复杂性,目前矿物/流体间元素的分配行为还缺乏大量实验数据来量化准确限定,但大量研究表明,热液磁铁矿的成分通常被认为是受多种因素的影响,包括成矿流体、矿石流体的物理化学参数(如温度,压力,冷却速率,氧逸度,硫逸度、再平衡过程、晶体结构)、水岩反应和共生矿物

表 3　磁铁矿电子探针测试数据

Table 3　Major element analyses (w_B%) of magnetite from the Gunjiu iron deposit

样品测试号	w_B%											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	总计
GJ-T1-1-1	0.43	0.08	0.24	65.99	30.39	0.15	0.23	0.06	0.04	-	-	97.60
GJ-T1-1-2	0.27	0.03	0.27	65.99	30.18	0.17	0.09	0.05	-	0.02	-	97.06
GJ-T1-1-3	0.54	0.15	0.20	66.22	30.33	0.27	0.44	0.11	0.07	0.01	0.03	98.37
GJ-T1-2-1	0.60	0.03	0.28	65.88	30.18	0.31	0.39	0.12	0.01	-	0.06	97.85
GJ-T1-2-2	0.42	0.06	0.20	65.75	30.16	0.22	0.22	0.06	0.03	0.01	-	97.12
GJ-T1-2-3	0.18	0.03	0.18	66.04	29.90	0.18	0.11	0.03	-	0.02	-	96.67
GJ-T1-3-1	0.10	0.57	0.21	66.28	30.68	0.14	0.23	-	0.22	0.05	-	98.47
GJ-T1-3-2	0.55	0.08	0.21	66.03	30.55	0.12	0.24	0.17	0.03	-	0.01	97.99
GJ-T1-3-3	0.01	0.07	0.19	66.98	29.73	0.29	0.22	-	0.02	0.01	0.03	97.56
GJ-T2-1-1	0.45	0.01	0.16	66.12	30.70	0.16	0.04	0.03	-	0.02	-	97.69
GJ-T2-1-2	0.79	0.01	0.19	65.50	31.22	0.11	0.04	0.11	0.01	-	0.04	98.01
GJ-T2-1-3	0.64	0.03	0.18	65.70	30.73	0.17	0.11	0.13	0.04	0.01	0.01	97.73
GJ-T2-2-1	0.70	0.05	0.35	64.87	30.73	0.14	0.08	0.14	-	0.04	-	97.10
GJ-T2-2-2	1.05	0.05	0.35	64.73	31.04	0.29	0.19	0.24	0.01	-	-	97.94
GJ-T2-3-1	0.46	0.02	0.34	65.29	30.27	0.21	0.07	0.11	0.03	-	-	96.80
GJ-T2-3-2	0.97	0.03	0.39	64.18	30.90	0.13	0.11	0.21	0.03	-	-	96.95
GJ-T2-4-1	0.56	0.09	0.20	65.43	30.21	0.25	0.26	0.11	0.02	0.01	-	97.15
GJ-T2-4-2	1.44	0.01	0.30	63.56	31.56	0.14	0.07	0.35	-	0.02	0.01	97.47
GJ-T4-1-1	0.29	0.13	0.60	65.87	29.51	0.23	0.67	0.06	0.04	0.02	0.04	97.47
GJ-T4-1-2	0.25	0.15	0.67	66.29	29.47	0.22	0.79	0.07	0.03	0.04	0.05	98.03
GJ-T4-2-1	0.20	0.08	0.41	66.20	29.89	0.16	0.33	0.05	0.02	0.01	-	97.34
GJ-T4-2-2	0.02	0.13	0.47	66.20	29.33	0.25	0.45	-	0.09	-	-	96.92
GJ-T4-3-1	0.47	0.18	0.40	66.05	29.77	0.29	0.70	0.10	0.02	0.07	-	98.05
GJ-T4-3-2	0.27	0.14	0.38	66.38	29.78	0.20	0.58	0.03	0.07	0.03	0.02	97.87
GJ-T5-1-1	0.01	0.03	0.69	66.02	29.83	0.20	0.13	-	0.01	-	0.01	96.93
GJ-T5-1-2	0.26	0.09	0.78	65.07	29.87	0.18	0.25	0.09	0.03	0.01	0.03	96.65
GJ-T5-1-3	0.15	0.06	0.74	66.04	29.86	0.19	0.29	0.10	-	0.04	-	97.46
GJ-T5-2-1	0.25	0.21	0.59	65.86	29.54	0.39	0.56	0.09	0.06	0.04	0.03	97.62
GJ-T5-2-2	0.03	0.07	0.54	66.01	29.57	0.25	0.25	0.02	0.04	0.01	0.04	96.82
GJ-T5-3-1	0.19	0.15	0.28	66.79	29.59	0.03	0.60	0.22	0.03	0.04	-	97.92
GJ-T5-3-2	0.28	0.06	0.66	65.67	30.25	0.11	0.21	0.04	0.02	0.02	0.01	97.31
GJ-T6-1-1	0.25	0.16	0.59	66.37	29.60	0.23	0.67	0.12	0.02	0.05	0.02	98.09
GJ-T6-1-2	0.42	0.23	0.72	65.30	29.31	0.27	0.87	0.15	0.09	0.02	0.03	97.42
GJ-T6-2-1	0.47	0.21	0.66	65.34	29.65	0.28	0.75	0.10	0.07	0.02	0.03	97.58
GJ-T6-2-2	0.51	0.11	0.63	65.28	29.95	0.14	0.55	0.15	0.06	0.02	0.04	97.42
GJ-T6-2-3	0.32	0.18	0.57	66.18	29.83	0.11	0.69	0.09	0.05	0.04	-	98.06
GJ-T6-3-1	0.32	0.13	0.60	65.67	29.77	0.23	0.49	0.07	0.07	0.01	-	97.36
GJ-T6-3-2	0.26	0.19	0.51	65.68	29.48	0.26	0.62	0.04	0.02	0.08	-	97.15
GJ-T7-1-1	0.33	0.07	0.34	66.40	30.40	0.12	0.22	0.10	-	0.05	-	98.03
GJ-T7-1-2	0.08	0.07	0.20	66.96	29.73	0.37	0.26	-	0.02	0.03	-	97.73
GJ-T8-1-1	0.52	0.10	0.24	66.14	30.08	0.44	0.39	0.09	0.02	0.05	-	98.07
GJ-T8-1-2	0.82	0.04	0.20	64.84	30.75	0.20	0.12	0.14	0.02	-	-	97.13
GJ-T8-2-1	1.16	0.01	0.27	63.97	31.22	0.14	0.02	0.29	0.01	-	-	97.08
GJ-T8-2-2	0.31	0.13	0.48	66.55	29.39	0.39	0.76	0.09	0.07	0.02	-	98.19
GJ-T9-1-1	0.17	0.03	0.40	65.78	29.86	0.21	0.13	0.04	0.03	-	0.01	96.67
GJ-T9-1-2	0.30	0.19	0.54	65.85	29.67	0.21	0.59	0.12	0.04	0.06	0.05	97.61
GJ-T9-2-1	0.39	0.17	0.72	65.86	29.85	0.21	0.64	0.14	0.02	0.14	0.02	98.15

注："-"表示样品检测结果低于仪器检测限

等[10]。在矽卡岩系统,流体-岩石相互作用和母岩影响甚至被认为是磁铁矿地球化学元素变化的主要控制因素[8]。

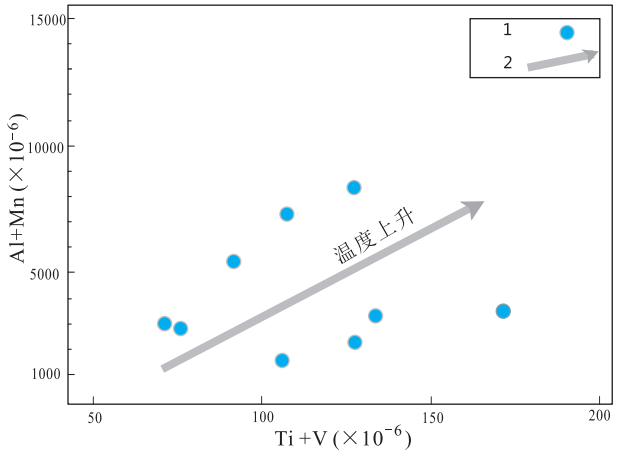

图6 滚纠铁矿磁铁矿(Ti+V)-(Al+Mn)协变图

1.磁铁矿分析数据;2.元素协变趋势

Fig.6 (Ti+V) vs. (Al+Mn) diagram of magnetite from the Gunjiu iron deposit

来自滚纠铁矿的磁铁矿主量元素协和关系见图7。前人研究证明,TiO_2在磁铁矿中普遍存在,其含量与形成的温度、压力密切相关,无论在成岩作用或是成矿作用过程中,随着温度和压力的降低,磁铁矿单矿物TiO_2组分含量都是向从高到低方向演化,反映出其对不同地质作用具有明显的专属性[26]。通常认为,岩浆热液较富集Si、Al、Na、K、F和Cl等组分,而围岩碳酸盐岩等富集Ca、Mg和Mn[26]。滚纠铁矿磁铁矿$w(TiO_2)$与$w(CaO+MgO)$、$w(Na_2O+K_2O)$表现出明显线性正相关关系(图7b、图7c),随$w(TiO_2)$的减少(即温度、压力的降低),矿物中的Ca、Mg、Na、K等元素含量表现了明显相关性,充分表明在成矿过程中温度和压力等环境参数对于成矿气液流体的物质交代置换的约束。而$w(Fe_2O_3^T)$与$w(SiO_2)$呈明显的反相关关系(图7a),随矿物中硅质减少Fe含量增加,表明偏基性环境可能更适合磁铁矿形成。

4.3 矿物及矿床成因

标型矿物的元素地球化学特征一定程度上可以反映矿床的成矿物质来源、成矿环境和矿床成因,前人研究普遍认为磁铁矿组分与其母源岩浆性质有密切联系。中酸性岩相关的磁铁矿矿物中$w(TiO_2)$明显偏低(0.10%~0.80%),V_2O_3常含量极低,而与基性-超基性岩相关的磁铁矿普遍具有中$w(SiO_2)$极低、$w(TiO_2)$较高(>0.5%)、$w(V_2O_3)$较高(>0.78%)等特征[27]。滚纠铁矿床中磁铁矿的$w(SiO_2)$相对较高(平均0.41%),$w(TiO_2)$主要集中于0.05%~0.13%,$w(V_2O_3)$含量极低(低于检测限0.1‰),具有贫Ti、V,富Si的特征,具有典型中酸性岩浆相关磁铁矿的元素特征。磁铁矿的Ni、Co、Ti和V等元素含量及比值也常被作为研究矿床成因的重要指示剂[28-30]。普遍认为岩浆型矿床的磁铁矿$w(Ni)$较高(>100×10⁻⁶)、Ni/Co比值>1,而矽卡岩矿床中磁铁矿镍含量明显偏低(均值约30×10⁻⁶)、Ni/Co比值<1。另外Ti/V比值在岩浆型和矽卡岩型两类矿床磁铁矿中也存在差异,气液交代成因磁铁矿Ti/V比值多明显大于岩浆成因磁铁矿。滚纠铁矿磁铁矿微量元素中,Ni/Co比值均小于1(比值0.15~0.59),矿物中$w(Ni)$平均为8.98×10⁻⁶,含量远小于岩浆成因磁铁矿(100×10⁻⁶~440×10⁻⁶)而与气液交代成因磁铁矿接近。磁铁矿中Ti/V比值较大(比值6.71~25.52),与云南北衙金多金属矿床中交代成因磁铁矿(Ti/V比值5.0~16.9)基本一致[31]。

由于热液活动中流体易迁移的性质[32],热液成因的磁铁矿往往ΣREE较低,且常具有HREE亏损、LREE相对富集的特征。例如新疆乌吐布拉克矽卡岩型铁矿的磁铁矿具有ΣREE较低,LREE相对富集的右倾型稀土元素配分模式[33]。瑞典北部的矽卡岩型铁矿床中磁铁矿稀土元素同样显示为配分曲线较平直、缓右倾,且分异程度较小,贫REE的特征[34]。滚纠铁矿中,磁铁矿ΣREE较低(0.56×10⁻⁶~1.49×10⁻⁶),富集Cs、U,相对亏损Ba、Ti,LREE相对富集(LREE/HREE、$(La/Sm)_N$和$(La/Yb)_N$均大于1),MREE和HREE相对亏损(Eu、Tb、Ho、Tm、Lu低于检测限0.05×10⁻⁶),REE分布型式与矽卡岩型磁铁矿十分类似。根据球粒陨石标准[35],滚纠矿床磁铁矿微量元素配分模式见图8,微量元素方面特别是高场强元素(Zr、Hf、Nb、Ta)相同的特征显示其具有一致的成矿物质来源。

不同环境下形成的磁铁矿的元素组分存在一定的差异,因而可以通过统计分析大量矿物元素数据的差异和规律制得的判别图,用以将不同成矿环境和矿产类型中形成的磁铁矿区分开来[7-8,27]。林师整统计分析了国内外大量矿床的3000多个磁铁

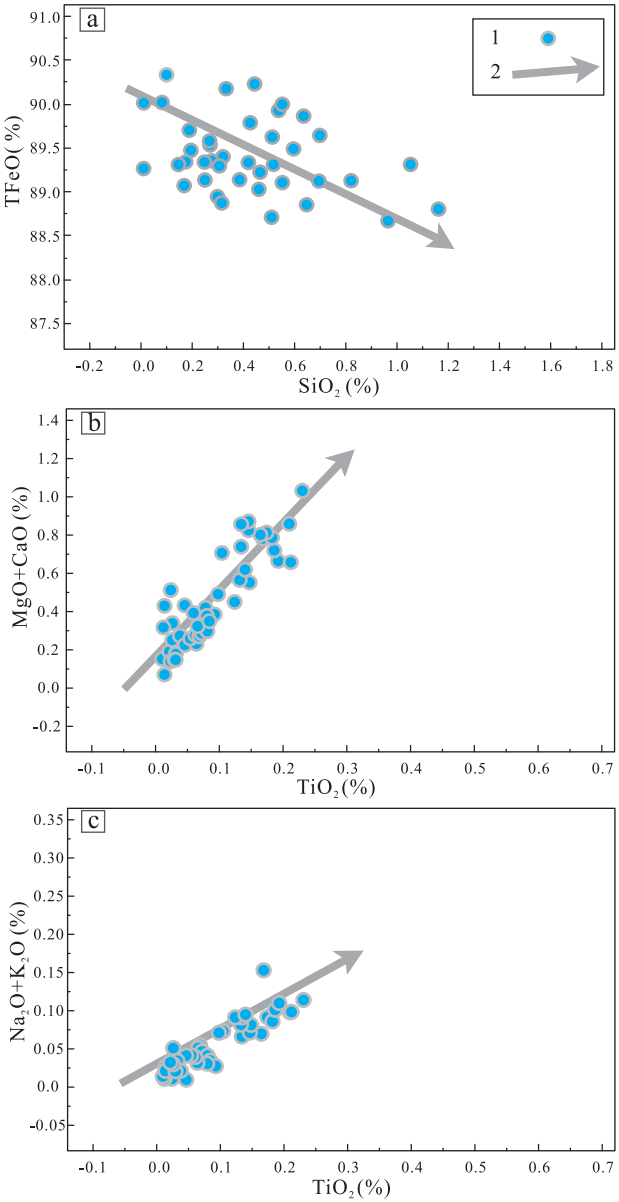

图 7　滚纠铁矿磁铁矿主量元素协变图解

1. 磁铁矿分析数据;2. 元素协变趋势

Fig. 7　Covariation diagram of major oxides in magnetite from the Gunjiu iron deposit

矿单矿物数据,将不同地质环境中形成的磁铁矿划分为火山岩型、矽卡岩型、接触交代型、岩浆型、副矿物型 6 种类型[36]。Dupuis 和 Beaudoin 进一步将磁铁矿划分为条带状含铁建造(BIF)、矽卡岩矿床(Skarn)、铁氧化物铜金矿床(IOCG)、斑岩铜矿(porphyry Cu deposit)、基律纳磷灰石 – 磁铁矿矿床(Kiruna)、钒钛磁铁矿床(Fe-Ti, V)[7]。在 TiO_2-Al_2O_3-(MgO + MnO)图中,滚纠铁矿磁铁矿元素数据基本分布在矽卡岩型(V)和接触交代型(IV)两个区(图 9),而 Ca + Al + Mn-Ti + V 判别图显示,滚纠铁矿磁铁矿元素数据均落在矽卡岩矿床(Skarn)区域内(图 10)。这表明矿物成因判别图解应用在滚纠铁矿床具有适用性,并印证了磁铁矿可作为在矿物形成环境和矿床成因研究方面的重要指示矿物。

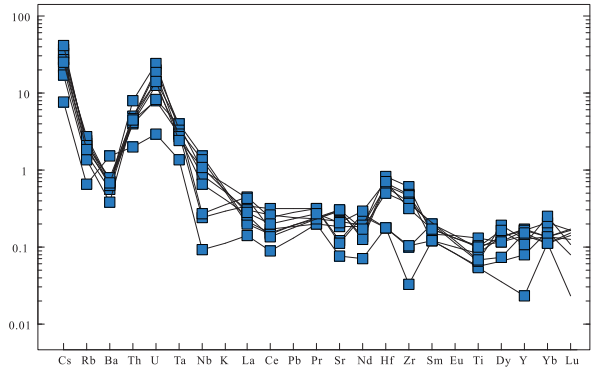

图 8　滚纠矿床磁铁矿微量元素蛛网图

Fig. 8　Trace element spidergram of magnetite from the Gunjiu iron deposit

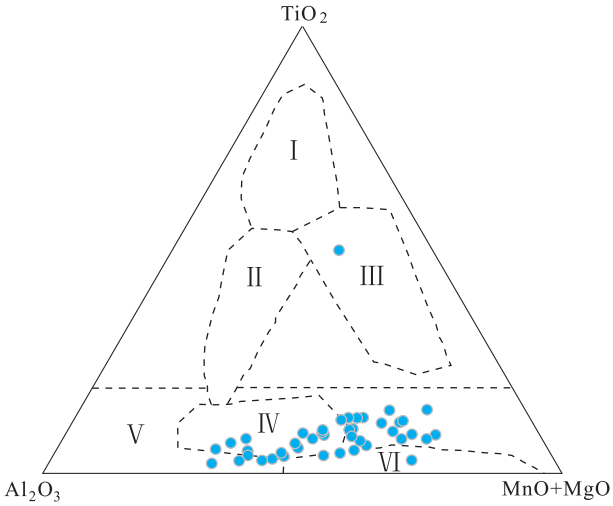

图 9　磁铁矿 TiO_2-Al_2O_3-(MgO + MnO)三角成因图解(据林师整, 1982 修改[36])

1. 交代型磁铁矿;2. 贯入型磁铁矿; Ⅰ. 副矿物型; Ⅱ. 岩浆型; Ⅲ. 火山岩型; Ⅳ. 接触交代型; Ⅴ. 矽卡岩型; Ⅵ. 沉积变质型

Fig. 9　TiO_2-Al_2O_3-(MgO + MnO) diagram for the genetic interpretation of magnetite (modified from Lin Shizheng, 1982)

5　结论

(1) 滚纠铁矿磁铁矿具有 $w(SiO_2)$ 较高, $w(TiO_2)$ 和 $w(V_2O_3)$ 较低, ∑REE 含量较低, Ba、Ti 相对亏损, Cs、U 相对富集, Eu、Lu、Tb、Ho、Tm 强烈亏损

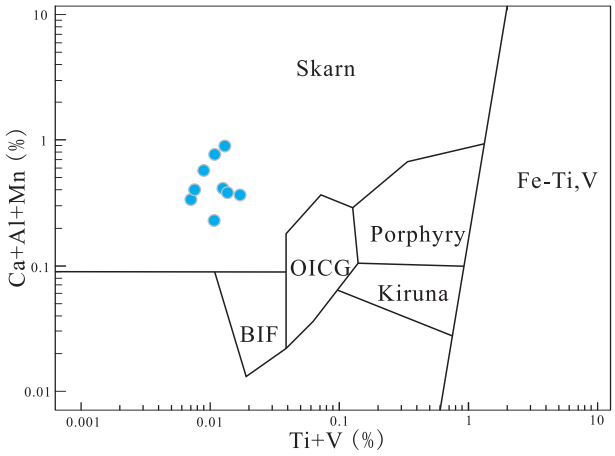

图 10 滚纠铁矿磁铁矿(Ti + V)-(Ca + Al + Mn)判别图解(据 Dupuis 和 Beaudoin, 2011 修改[7])

BIF. 条带状含铁建造;Skarn. 矽卡岩矿床;IOCG. 铁氧化物铜金矿床;Porphyry. 斑岩铜矿;Kiruna. 基律纳磷灰石. 磁铁矿矿床;Fe-Ti, V. 钒钛磁铁矿床

Fig. 10 (Ti + V) vs. (Ca + Al + Mn) diagram for the genetic interpretation of magnetite from the Gunjiu iron deposit (modified from Dupuis et al., 2011)

的特征。

(2)矿区铁矿化阶段为高氧逸度中高温的环境,磁铁矿中元素分配行为明显受氧逸度、温度及流体与围岩交代活动等因素的制约影响。

(3) 标型矿物磁铁矿的矿物化学特征和标型元素比值对于研究矿床成矿作用在滚纠铁矿具有良好适用性,印证了磁铁矿可作为在矿物形成环境和矿床成矿过程研究方面的重要指示矿物。

致谢:江西地质调查院同仁在区内勘查工作取得的成果对本文有很大帮助,同时感谢贵州地质调查院曾禹人等对项目组区域地质调查工作的大力支持。研究过程中得到了李奋其研究员的帮助和指点,在此一并感谢。

参考文献:

[1] 辛洪波,曲晓明. 藏西措勤县日阿与斑(玢)岩有关的铜矿床的矿床地质特征与成矿时代[J]. 矿床地质,2006, 25(4):477 -482.

[2] 辛洪波,曲晓明,任立奎,等. 藏西措勤含铜岩系的物质来源与成因[J]. 地质学报,2007, 81(7):939 -945.

[3] 张晓倩,朱弟成,赵志丹,等. 西藏措勤尼雄岩体的岩石成因及其对富 Fe 成矿作用的潜在意义[J]. 岩石学报,2010, 26(6): 1793 -1804.

[4] 于玉帅,高原,杨竹森,等. 西藏措勤尼雄矿田滚纠铁矿侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄与地球化学特征[J]. 岩石学报, 2011, 27(7):1949 -1960.

[5] 于玉帅,杨竹森,刘英超,等. 西藏措勤尼雄矿田滚纠铁矿金云母矿物学特征及 ^{40}Ar-^{39}Ar 年代学[J]. 岩石矿物学杂志, 2012, 31(5):681 -690.

[6] 陈俊,王鹤年. 地球化学[M]. 北京:科学出版社,2004.

[7] Dupuis C, Beaudoin G. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types[J]. Mineralium Deposita, 2011, 46(4): 319 -335.

[8] Nadoll P, Angerer T, Mauk J L, et al. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review[J]. Ore Geology Reviews, 2014, 61:1 -32.

[9] Hu H, Lentz D, Li J, et al. Reequilibration processes in magnetite from iron skarn deposits[J]. Economic Geology, 2015, 110(1): 1 -8.

[10] 黄柯,朱明田,张连昌,等. 磁铁矿 LA-ICP-MS 分析在矿床成因研究中的应用[J]. 地球科学进展,2017, 32(3): 262 -275.

[11] Huang X, Qi L, Meng Y. Trace Element Geochemistry of Magnetite from the Fe(-Cu) Deposits in the Hami region, Eastern Tianshan Orogenic Belt, NW China[J]. Acta Geologica Sinica, 2014, 88(1): 176 -195.

[12] Wark D A, Watson E B. Titani Q: A titanium-in-quartz geothermometer[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006, 152(6): 743 -754.

[13] Keith M, Haase K M, Schwarz-Schampera U, et al. Effects of temperature, sulfur, and oxygen fugacity on the composition of sphalerite from submarine hydrothermal vents[J]. Geology, 2014, 42(8): 699 -702.

[14] Reich M, Deditius A, Chryssoulis S, et al. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS / EMPA trace element study[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2013, 104: 42 -62.

[15] 金露英,秦克章,李光明,等. 大兴安岭北段岔路口斑岩 Mo-热液脉状 Zn-Pb 成矿系统硫化物微量元素的分布、起源及其勘探指示[J]. 岩石学报,2015,31(8): 2417 -2434.

[16] Nadoll P, Mauk J L, Hayes T S, et al. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States[J]. Economic Geology, 2012, 107(6): 1275 -1292.

[17] 曹圣华,李德威,余忠珍,等. 西藏冈底斯尼雄超大型富铁矿的成矿地质特征[J]. 大地构造与成矿学,2007, 31(3):328 -334.

[18] McIntire W L. Trace element partition coefficients-a review of theory and applications to Geochim geology[J]. Cosmochim.

Acta, 1963, 27: 1209 – 1264.

[19] Buddington A F, Lindsley D H. Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalents [J]. Petrol., 1964, 5: 310 – 357.

[20] Mysen B O. High-pressure and high-temperature titanium solution mechanisms in silicate-saturated aqueous fluids and hydrous silicate melts [J]. Am. Mineral, 2012, 97: 1241 – 1251.

[21] Lu H Z, Liu Y M, Wang C L, et. al. Mineralization and fluid inclusion study of the Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunan Province, China [J]. Economic Geology, 2003, 98 (5): 955 – 974.

[22] Baker T, Van Ryan AEC, Lang J R. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit [J]. Geology, 2004, 32(2): 117 – 120.

[23] 于玉帅,杨竹森,田世洪,等. 西藏尼雄矿田滚纠铁矿成矿作用机制:来自矿物学和稳定同位素证据[J]. 岩石学报, 2013, 29(11): 3815 – 3827.

[24] Acosta-Góngora P, Gleeson S A, Samson I M, et. al. Trace element geochemistry of magnetite and its relationship to Cu-Bi-Co-Au-Ag-U-W mineralization in the Great Bear magmatic zone, NWT, Canada [J]. Economic Geology, 2014, 109: 1901 – 1928.

[25] Canil D, Grondahl C, Lacourse T, et. al. Trace elements in magnetite from porphyry Cu-Mo-Au deposits in British Columbia, Canada [J]. Ore Geol. Rev., 2016, 72: 1116 – 1128.

[26] Tosdal R M, Dilles J H, Cooke D R. From source to sinks in auriferous magmatic hydrothermal porphyry and epithermal deposits [J]. Elements, 2009, 5: 289 – 295.

[27] 陈光远. 成因矿物学与找矿矿物学[M]. 重庆: 重庆出版社, 1987.

[28] 段超,李延河,袁顺达,等. 宁芜矿集区凹山铁矿床磁铁矿元素地球化学特征及其对成矿作用的制约[J]. 岩石学报, 2012, 28(1): 243 – 257.

[29] 侯林,丁俊,邓军,等. 滇中武定迤纳厂铁铜矿床磁铁矿元素地球化学特征及其成矿意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2013, 32(2): 154 – 166.

[30] 朱维娜,王义天,王春龙,等. 新疆西天山松湖铁矿床磁铁矿成分特征及其成因[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 2015, 40(10): 1723 – 1741.

[31] 李俊,丁俊,牛浩斌,等. 滇西北衙金多金属矿床磁铁矿元素地球化学特征及其对成矿作用的制约[J]. 矿床地质, 2016, 35 (2): 395 – 413.

[32] 洪为,张作衡,蒋宗胜,等. 新疆西天山查岗诺尔铁矿床磁铁矿和石榴石微量元素特征对矿床成因的制约[J]. 岩石学报,2012, 28(7): 2089 – 2102.

[33] 张志欣,杨富全,罗五仓,等. 新疆阿尔泰乌吐布拉克铁矿床矽卡岩矿物特征及其地质意义[J]. 矿物岩石学杂志,2011, 30(2): 276 – 280.

[34] Frietsch D R, Perdahl J A. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types [J], Ore Geology Reviews, 1995, 9(6): 489 – 510.

[35] Sun X S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for the mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. Magmatism in Ocean Basins [C]. London: London Special Publication, 1989. 313 – 345.

[36] 林师整. 磁铁矿矿物化学、成因及演化的探讨[J]. 矿物学报,1982, (3): 166 – 174.

Geochemistry and controls on the mineralization of the magnetite from the Gunjiu iron deposit in the Nyixung ore field, Coqen, Xizang

LI Jun[1], LIU Han[1], GOU Zhengbin[1], CUI Haojie[2]

(1. *Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu* 610081, *Sichuan, China*; 2. *Chengdu University of Technology, Chengdu* 610059, *Sichuan, China*)

Abstract: The Gunjiu iron deposit in the Nyixung ore field, Coqen, Xizang is a representative iron deposit within the Mesozoic iron-copper polymetallic deposits in the Gangdise metallogenic zone. The genetic mineralogy of magnetite is dealt with on the basis of field geological investigation and mineralogical and petrological studies. The microprobe and ICP-MS analyses show that magnetite is characterized by the enrichment of the major elements SiO_2 and depletion of TiO_2 and V_2O_5, the depletion of the trace elements Ba and Ti, the enrichment of Cs and U, and highly depletion of Eu, Lu, Tb, Ho and Tm. The covariation diagrams of Ti vs. (V + Cr) and (Ti + V) vs. (Al + Mn) suggest the controlls of the oxygen fugacity (fO_2) and temperatures on the element contents in magnetite. The positively correlation of $w(TiO_2)$ vs. $w(CaO + MgO)$ and $w(TiO_2)$ vs. $w(Na_2O + K_2O)$ also indicate that the fluid-rock interaction in the skarn systems may exert a major control on geochemical signatures of magnetite. The combination of mineral sequence, Ti and V elementary variations, and previous data for fluid inclusion temperature determinations have reflected that the mineralization was initiated in the intermediate- to high-temperature environments with high oxygen fugacity and mineralization temperatures of 300℃ to 450℃. The average $w(Ni)$ value of 8.98×10^{-6}, Ni/Co ratios of 0.15 to 0.59 (<1), and Ti/V ratios of 6.71 to 25.52 have disclosed that the ore-forming matter was originated from the intermediate to acidic magmatic fluid systems. The feasibility of the discriminant diagrams of TiO_2-Al_2O_3-(MgO + MnO) and (Ca + Al + Mn) vs. (Ti + V) for the genetic interpretation of magnetite have provide the evidence that magnetite from the Gunjiu iron deposit may be an important indicator mineral in the mineralization processes of the skarn deposits.

Key words: geochemistry; magnetite; Gunjiu iron deposit; Nyixung ore field