

编号: 0258-7106(2011)05-0867-23

内蒙古黄岗锡铁矿床流体包裹体特征 及成矿机制研究*

周振华¹, 王挨顺², 李涛³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 内蒙古自治区地质调查院, 内蒙古 呼和浩特 010020;
3 内蒙古黄岗矿业有限责任公司, 内蒙古 赤峰 016100)

摘要 黄岗锡铁矿床是大兴安岭南段多金属成矿带内的一个重要的矽卡岩型矿床。下二叠统大石寨组及黄岗梁组是矿区的主体含矿层位, 矿体总体顺层分布, 空间上与矽卡岩密切相关。矿床的形成经历了矽卡盐阶段、退化蚀变阶段、石英硫化物阶段和碳酸盐阶段。对不同成矿阶段的石榴子石、绿帘石、角闪石、石英、方解石和萤石中流体包裹体所进行的岩相学和显微测温研究表明, 与成矿有关的包裹体类型主要有硅酸盐熔融包裹体、 $H_2O-NaCl$ 型包裹体、 $CO_2-H_2O \pm CH_4$ 型包裹体和 $CO_2-H_2O-NaCl$ 型包裹体。成矿早阶段以硅酸盐熔融包裹体和 $H_2O-NaCl$ 型包裹体为主, 晚阶段出现少量 $CO_2-H_2O \pm CH_4$ 型包裹体和 $CO_2-H_2O-NaCl$ 型包裹体。从早期到晚期4个阶段的均一温度分别为($257 \sim 432^\circ C$ 、 $> 550^\circ C$)、 $322 \sim 403^\circ C$ 、 $202 \sim 304^\circ C$ 、 $153 \sim 221^\circ C$; 盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为($12.13\% \sim 19.88\%$ 、 $> 66.8\%$)、 $16.43\% \sim 22.34\%$ 、 $1.74\% \sim 14.77\%$ 、 $1.74\% \sim 11.9\%$ 。成矿流体的均一温度和盐度 $w(NaCl_{eq})$ 主要为 $220 \sim 432^\circ C$ 和 $1.74\% \sim 22.34\%$, 属于高-中温、中-低盐度流体。流体包裹体的气相成分以 CO_2 和 H_2O 为主, 其次为 N_2 、 O_2 和 CH_4 , 有少量 C_2H_2 、 C_2H_4 和 C_2H_6 ; 液相成分中, 阳离子以 Na^+ 、 K^+ 为主, 其次为 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} , 阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主, 其次为 F^- , 还含有少量 Br^- 、 NO_3^- 。氢、氧同位素特征显示, 前3个成矿阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-6.0\% \sim 9.8\%$, δD_{V-SMOW} 值为 $-116\% \sim -73\%$, 表明成矿流体主要为岩浆水, 碳酸盐阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-10.9\% \sim -1.6\%$, δD_{V-SMOW} 值为 $-104\% \sim -101\%$, 表明在成矿后期混入有部分大气降水。方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为 $-11.706\% \sim 1.1\%$, 表明流体中的碳主要由岩浆-地幔经溶解作用所提供, 且受到低温蚀变作用和大气降水的影响。硫化物的 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 $-4.3\% \sim 2.7\%$, 表明成矿物质主要来源于深部, 可能受到后期成矿作用的叠加和改造。流体的降压沸腾和相分离, 以及流体混合作用可能是成矿的主要原因。

关键词 地球化学 流体包裹体 显微测温 激光拉曼分析 色谱分析 碳-氢-氧-硫同位素 黄岗锡铁矿床 内蒙古
中图分类号: P618.44; P618.31 文献标志码: A

Fluid inclusion characteristics and metallogenic mechanism of Huanggang Sn-Fe deposit in Inner Mongolia

ZHOU ZhenHua¹, WANG AiShun² and LI Tao³

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;
2 Geological Survey Institute of Inner Mongolia, Hohhot 010020, Inner Mongolia, China;
3 Huanggang Mining Co. Ltd. of Inner Mongolia, Chifeng 016100, Inner Mongolia, China)

Abstract

The Huanggang Sn-Fe deposit in Inner Mongolia is one of the important skarn deposits in Southern Da

* 本文得到中国地质调查局地质调查项目(1212011085260)和内蒙古重要矿产资源潜力评价及区域成矿规律研究项目(2006-02-YS01)的联合资助

第一作者简介 周振华,男,1981年生,助理研究员,主要从事矿床学研究。Email:bs9903@163.com

收稿日期 2010-10-27;改回日期 2011-06-28。许德焕编辑。

Hinggan Ling polymetallic belt. Lower Permian Dashizhai Formation and Huanggangliang Formation are the main ore-hosting horizons. Ore bodies are largely concordant with the bedding of the strata, and the distribution of the ore bodies is spatially related to skarn. The formation of the Huanggang ore deposit experienced skarn phase, retrograde eroding phase, quartz sulfide phase and carbonate phase. Petrographic and microthermometric studies of fluid inclusions in garnet, epidote, hornblende, quartz, calcite and fluorite from different phases show that the inclusions related to mineralization include mainly silicate melt inclusions, H₂O-NaCl type inclusions, CO₂-H₂O ± CH₄ type inclusions and CO₂-H₂O-NaCl type inclusions. Inclusions of the early mineralization phase mostly contain silicate melt inclusions and H₂O-NaCl type inclusions, whereas small quantities of CO₂-H₂O ± CH₄ type inclusions and CO₂-H₂O-NaCl type inclusions occur in the late mineralization phase. Homogenization temperatures of the four phases are from early to late (257~432℃, >550℃), 322~403℃, 202~304℃ and 153~221℃ respectively, whereas salinities are (12.13%~19.88%, >66.8%), 16.43%~22.34%, 1.74%~14.77% and 1.74%~11.9% respectively. Homogeneous temperature and salinity of the ore-forming fluid are concentrated in 220~432℃ and 1.74%~22.34%, suggesting the deposit type of medium-high temperature and medium-low salinity. Gases of fluid inclusions mostly contain CO₂ and H₂O, followed by N₂, O₂, and CH₄, with a small amount of C₂H₂, C₂H₄ and C₂H₆. Cations of liquid composition mostly contain Na⁺, K⁺, followed by Ca²⁺, Mg²⁺, while anions are mainly Cl⁻, SO₄²⁻, followed by F⁻, with a small amount of Br⁻, NO₃⁻. Hydrogen-oxygen isotope characteristics show that the δ¹⁸O_{H₂O} values of the ore-forming fluids in the first three stages are in the range of -6.0‰~9.8‰, and δD_{V-SMOW} values vary between -116‰ and -73‰, which implies that the ore-forming fluids were mainly derived from magmatic fluids. δ¹⁸O_{H₂O} values of the ore-forming fluids in the carbonate phase range from -10.9‰ to -1.6‰, and δD_{V-SMOW} values vary between -104‰ and -101‰, indicating the mixture of some metamorphic water in the late mineralization phase. The δ¹³C_{PDB} values of calcite from the Huanggang ore deposit range from -11.706‰ to 1.1‰, indicating that the carbon in the fluids was mainly derived from the mantle and affected by low temperature alteration and metamorphic water. The δ³⁴S_{V-CDT} values of sulfides range from -4.3‰ to 2.7‰, suggesting that the ore-forming material mainly came from deep sources and might have been altered by the late metamorphic water and magmatic hydrothermal solution. Buck boiling and phase separation of fluids as well as fluid mixing might have been the main factors for mineralization.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, microthermometry, laser Raman analysis, chromatographic analysis, C-H-O-S isotope, Huanggang Sn-Fe deposit, Inner Mongolia

黄岗锡铁矿床位于大兴安岭南段黄岗梁-乌兰浩特锡铅锌铜多金属成矿带的西南端,其地质地球化学特征一直受到国内外学者的重视,并获得了大量的研究成果(赵一鸣等,1997;张德全等,1993;王莉娟等,2001a;2001b;2002;Wang et al.,2001;Ishihara et al.,2001;叶杰等,2002;王长明等,2007),但对该矿床成矿流体的性质和演化等方面的系统研究工作则做得较少。王莉娟等(2001a;2001b)对该矿床内流体-熔融包裹体和气液包裹体的物理化学属性及成矿作用进行了初步研究,报道了早期萤石中的一种流体-熔融包裹体,认为其是花岗岩浆晚期再次活动时岩浆与流体分异阶段的产物,该矿床的成

矿流体具有岩浆来源及地层来源的多来源特征。Ishiyama等(2001)对含锡长石脉中萤石内的流体包裹体进行了研究,测得其均一温度范围为215~450℃,成矿流体为高温、高盐度且富含K、Ca、Al、Si、Ti、Fe和Cl的流体,并给出了成矿流体演化的示意图。

地质流体与成矿作用的关系是国际地学界着重研究的一个方面(Heinrich,2005;2007;Fan et al.,2006;Baker et al.,2004;Kamvong et al.,2008),流体包裹体研究则是研究该方面的重点之一。矿床地质和流体包裹体特征是研究矿床成因和成矿过程的关键(陈衍景等,2007),因此,本文对黄岗锡铁矿床的流体包裹体进行了岩相学特征、显微测温、激光拉曼

探针分析、气液相色谱分析和稳定同位素分析等研究,从而确定了成矿流体的性质,并讨论了成矿流体的来源及其成矿作用。

1 区域地质背景

本区在大地构造上归属大兴安岭南段晚古生代增生造山带,其南、北边界分别为温都尔庙-西拉沐伦-延吉缝合线和二连浩特-贺根山-黑河缝合线,向东以嫩江断裂为界(图 1)。其构造演化分为 2 个时期:① 西伯利亚古板块与中朝古板块在晚泥盆世—

早石炭世沿二连浩特-贺根山一线碰撞隆升后,又于中石炭世发生裂陷,再经早二叠世末的晚海西运动沿索伦缝合带再次碰撞,同时,沿西伯利亚板块边缘形成了 NE 向复背斜和断裂,沿中朝板块北部边缘形成了近 EW 向的褶皱带和断裂,形成了基本构造格架(徐志刚等, 1993; 王长明等, 2006; 2007); ② 中生代时期,特别是燕山期,本区成为滨太平洋构造域的一部分,受库拉板块的影响,演化为大陆俯冲的弧后引张区,即亚洲大陆边缘裂陷带(类裂谷),发生了强烈的陆缘活化型构造-岩浆活动,致使古板块、古缝合带活化,形成了大面积的火山岩带,并伴随广泛

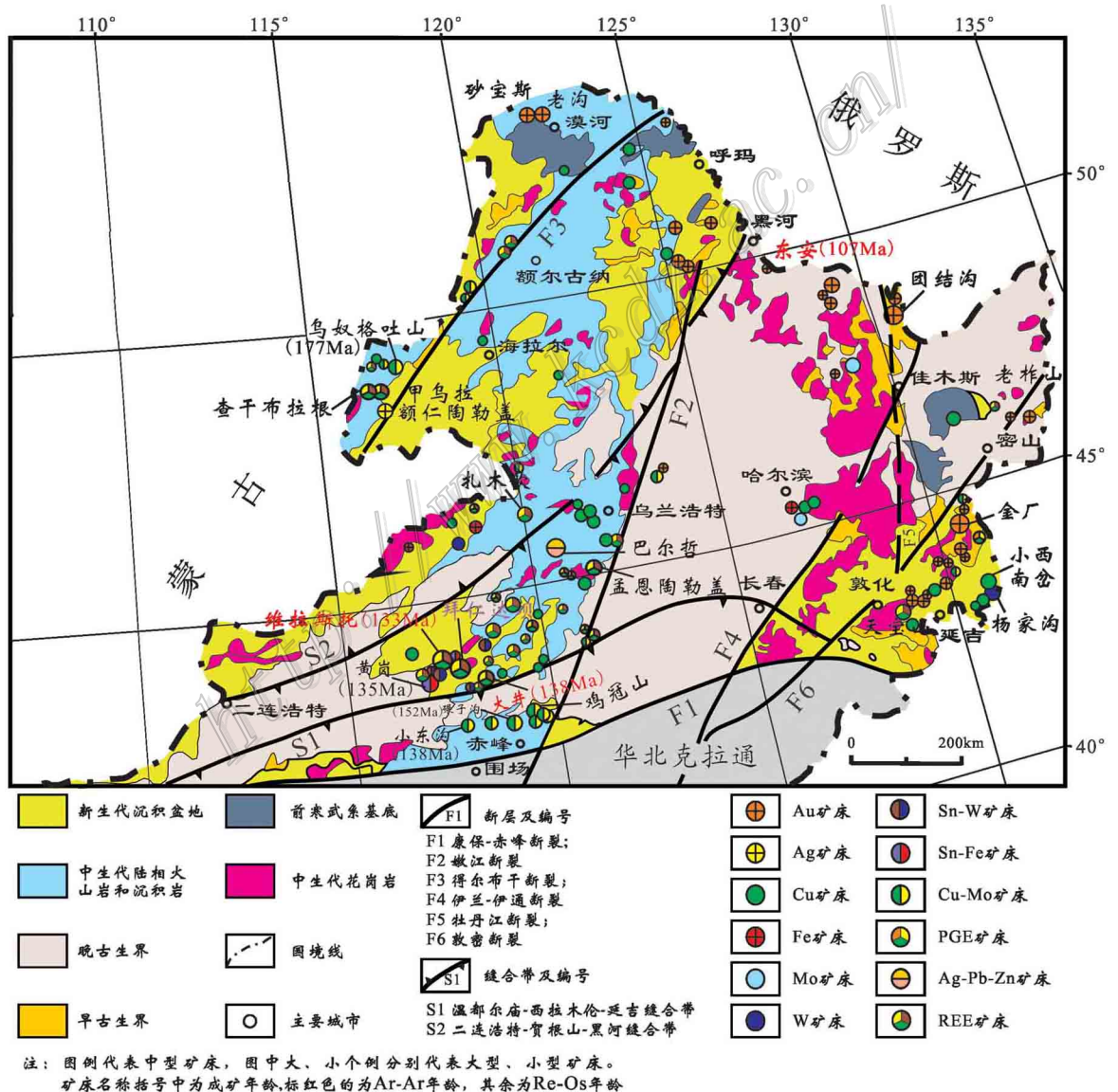


图 1 大兴安岭及其邻区地质矿产分布图(据祁进平等, 2005 修改)

Fig. 1 Geological map showing distribution of ore deposits in Da Hinggan Ling region and its adjacent areas (modified after Qi et al., 2005)

的铜多金属矿化(白大明等,1996;王之田等,1997;张永正等,2007)。

区域内断裂构造十分发育,与各期褶皱构造紧密伴生,对控岩、控矿具有重要意义。NE向断裂遍布全区,构造形迹突出,规模大者长逾100 km,占有显著地位。NW向断裂与NE向断裂纵横交错,构成格子状。

大兴安岭地区位于2个全球性构造成矿域,即古生代古亚洲构造成矿域与中生代环太平洋构造成矿域强烈叠加的区域,地质背景特殊,矿种和矿床类型众多,如大兴安岭南段的黄岗锡铁矿床、大井银铅锌铜多金属矿床、拜仁达坝银铅锌矿床等,大兴安岭北段满洲里一带的乌奴格吐山铜钼矿床、甲乌拉-查干布拉根银铅锌矿床、额仁陶勒盖银矿床等大型-超大型矿床(图1)。

2 矿床地质特征

黄岗锡铁矿床位于大兴安岭南段多金属成矿带的西南端(图1)。矿区内出露的地层主要为下二叠统青凤山组板岩,大石寨组细碧-角斑岩、安山岩、凝灰岩等,以及黄岗梁组大理岩、砂页岩,其中的大理

岩是交代蚀变成含矿矽卡岩的主要围岩。由南向北,地层由古至新依次为下二叠统青凤山组、大石寨组、黄岗梁组及零星出露的上二叠统林西组(图2),总体倾向北西,倾角较大,一般为60°以上。下二叠统大石寨组及黄岗梁组是主体含矿层位。中侏罗统新民组砂砾岩分布在复式背斜轴部的断陷盆地内;上侏罗统凝灰角砾岩主要分布在矿区南部中侏罗世断陷盆地内部及两侧。与成矿关系密切的主要是燕山期花岗岩类,岩性为钾长花岗岩、花岗斑岩等。最近,周振华等(2010a)应用LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素方法测得成矿岩体中钾长花岗岩和花岗斑岩的年龄分别为(136.7±1.1) Ma和(136.8±0.57) Ma,为同一期岩体。周振华等(2010b)还应用辉钼矿Re-Os同位素测年法,测得磁铁铁矿石中共生辉钼矿的年龄为(135.3±0.85) Ma,暗示燕山期花岗岩在时空上与成矿有密切关系。

围岩蚀变主要有硅化、角岩化、钠长石化、矽卡岩化、绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、萤石化、碳酸盐化等,以矽卡岩化最为重要和普遍。矽卡岩主要分布于矿体周围,或呈团块状分布于矿体内,在远离矿体的赋矿地层中不发育矽卡岩矿物。矽卡岩和退化蚀变矿物组合为石榴子石(以钙铁榴石为主,其次

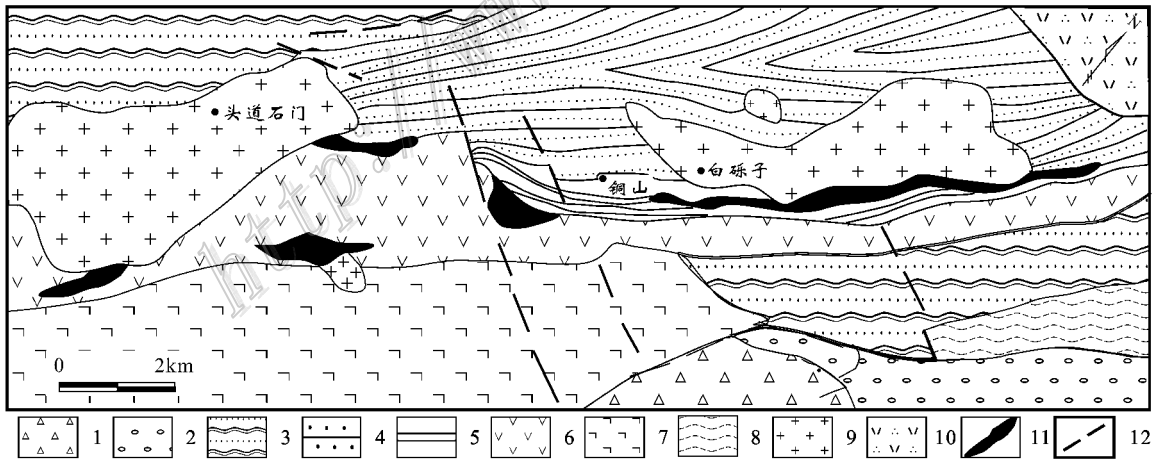


图2 黄岗锡铁矿床地质简图

1—上侏罗统凝灰角砾岩;2—中侏罗统新民组砂砾岩;3—上二叠统林西组砂板岩;4—下二叠统黄岗梁组凝灰质粉砂岩;5—下二叠统黄岗梁组大理岩;6—下二叠统大石寨组安山岩;7—下二叠统大石寨组细碧岩;8—下二叠统青凤山组板岩;9—正长花岗岩;10—英安斑岩;11—含矿矽卡岩;12—断层

Fig. 2 Simplified geological map of the Huanggang Sn-Fe deposit

1—Upper Jurassic tuffaceous breccia; 2—Sandy conglomerate of Middle Jurassic Xinmin Formation; 3—Sandy slate of Upper Permian Linxi Formation; 4—Tuffaceous siltstone of Lower Permian Huanggangliang Formation; 5—Marble of Lower Permian Huanggangliang Formation; 6—Andesite of Lower Permian Dashizhai Formation; 7—Spilite of Lower Permian Dashizhai Formation; 8—Shale of Lower Permian Qingfengshan Formation; 9—Orthoclase granite; 10—Dacite porphyry; 11—Ore-bearing skarn; 12—Fault

为钙铝榴石(图 3a)、辉石(主要为透辉石,含少量钙铁辉石)(图 3b)、角闪石(主要为铁镁闪石)(图 3c)、绿帘石、绿泥石(图 3c)等,属典型的钙质矽卡岩(赵一鸣等,1990;杨富全等,2008)。矽卡岩分带明显,其分带序列从钾长花岗岩向大理岩方向一般为:钾长花岗岩→钾长石化细粒花岗岩→绢云母化花岗斑岩→石榴子石化透辉石化花岗岩→石榴子石矽卡岩→透辉石-铁镁闪石-绿帘石矽卡岩→硅化大理岩→大理岩。围岩与矿体的接触界线清楚(图 3d)。矿石类型以层纹状矽卡岩矿石(图 3f)为主,其次为产在大理岩中的条带状、团块状矿石(图 3e)。主要金属矿物为磁铁矿、锡石、水锡石(锡酸矿)、白钨矿、闪锌矿、斜方砷铁矿、黄铜矿等,次为辉钼矿、辉铋矿、磁

黄铁矿、毒砂、黄铁矿等;脉石矿物主要为石榴子石、角闪石,次为萤石、方解石、石英、绿帘石、绿泥石、角闪石、金云母等。矿石构造以浸染状为主,次为致密块状。值得一提的是,笔者在近矿体的花岗斑岩中发现了零星分布的黄铜矿,是否存在斑岩型矿床,尚需做进一步工作。

根据脉体之间的穿切关系、矿物组合和共生关系特征,可将成矿过程划分为4个阶段:

矽卡岩阶段(I阶段) 矿物组成主要为透辉石、石榴子石、符山石等。辉石主要呈短柱状,横截面多为四边形和八边形,浅绿色-绿色。石榴子石主要可分为2类:①成矿早期他形、细粒石榴子石,为黄褐色-褐红色,粒径为0.1~0.2mm,显微镜下

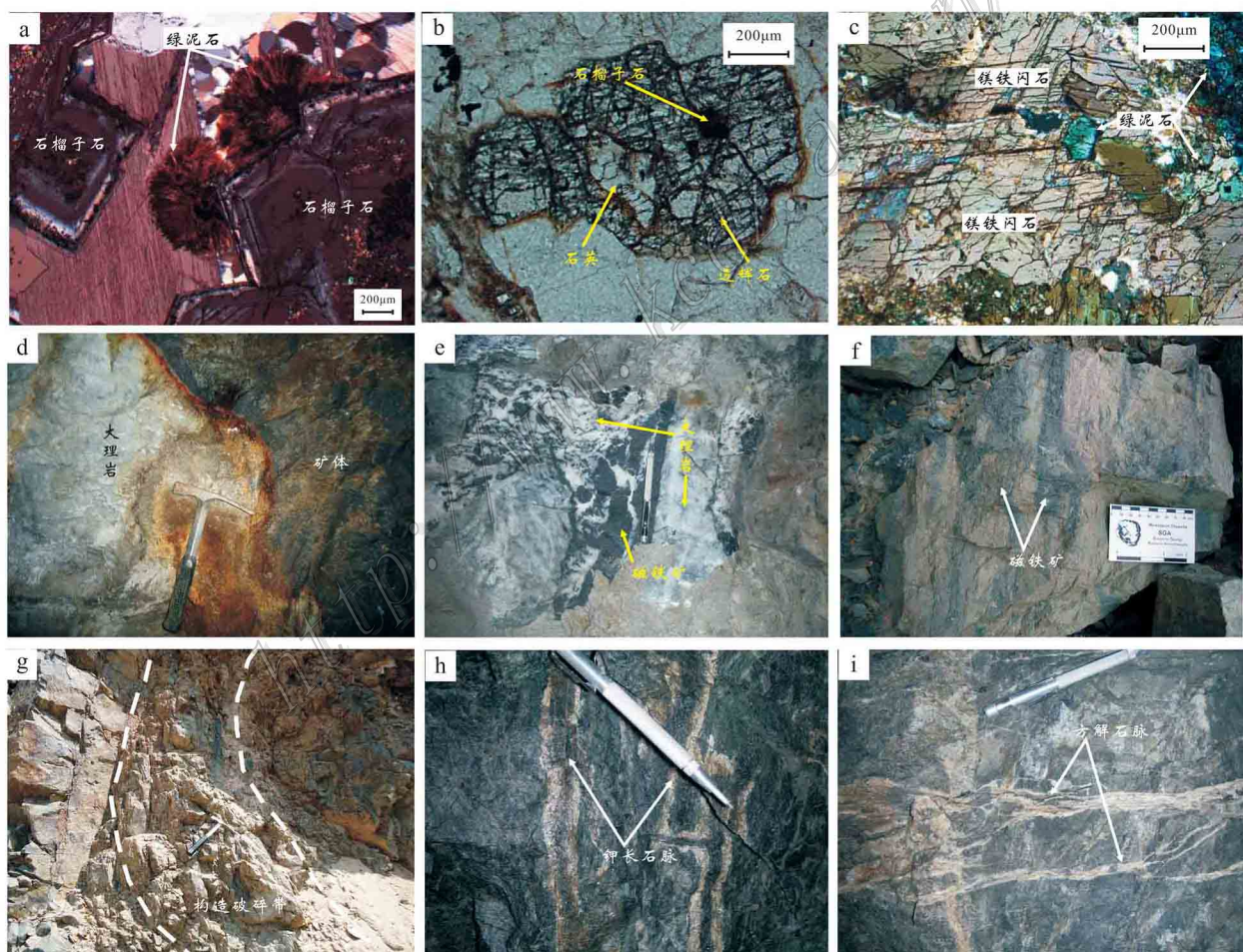


图3 黄岗锡铁矿床矽卡岩、矿石类型及野外地质构造现象

a~c. 矽卡岩矿物镜下鉴定照片; d. 矿体与围岩的接触关系; e~f. 两种类型的矿石; e. 产在大理岩中的矿石; f. 层纹状矽卡岩矿石; g. 矽卡岩的构造破碎带; h. 钾长石细脉; i. 方解石细脉

Fig. 3 Skarn minerals, ore types and tectonic phenomena in the field in the Huanggang Sn-Fe deposit

a~c. Microscope photographs of skarn minerals; d. Contact between ore body and wall rock; e~f. Two types of ore: e. Ores produced in marble; f. Laminated skarn ores; g. Fracture zones of skarn; h. K-feldspar veinlets; i. Calcite veinlets

可见石榴子石内交代残余的碳酸盐等,一级灰干涉色②退蚀变阶段自形粗粒石榴子石,为浅褐红-浅黄褐色,单个晶体的直径为1~2 cm,晶形以菱形十二面体为主,其次为四角三八面体(周振华等,2011)。电子探针分析结果显示,辉石成分为 $\text{Di}_{14.36-94.12}\text{Hd}_{4.08-74.34}\text{Jo}_{1.79-20.02}$;石榴石成分为 $\text{And}_{28.69-96.44}\text{Gross}_{2.00-67.38}$ (Pyrope + Spess), $0.67-5.69$ 。该阶段的后期有少量磁铁矿产出。早期矽卡岩往往遭到强烈的构造破碎、片理化(图3g)。

退蚀变阶段(II阶段)矿物组成主要为角闪石、阳起石、绿帘石、绿泥石、金云母等。角闪石呈长柱状、放射状和纤维状,黑绿色,横截面为近菱形的六边形,通常与石英、萤石、方解石等脉石矿物共生。这些矿物充填交代早阶段矽卡岩矿物,同时形成了大量磁铁矿和部分锡石。矿体附近往往还有呈细脉状的钾长石切穿早期矽卡岩(图3h)。

石英硫化物阶段(III阶段)矿物组成主要为辉钼矿、白钨矿、黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、石英、碳酸盐、绿泥石、萤石等晚期矿物大多沿裂隙呈脉状、网脉状充填交代先期形成的矽卡岩矿物,或以晶簇的形式赋存在晶洞中,同时,磁铁矿和锡石大量沉淀成矿(王莉娟等,2001a,2001b;周振华等,2010b)。富含挥发组分的交代矿物(如萤石)的存在,说明氟、氯、氢的交代作用十分显著(赵一鸣等,1990)。

碳酸盐阶段(IV阶段)碳酸盐等呈细脉状,脉宽5~10 cm,脉体延伸不远,具梳状构造,充填于张性或张扭性裂隙内(图3i)。

3 样品描述与分析方法

黄岗锡铁矿区的面积为20 km²,含矿带长19 km,宽0.2~2.5 km。矿区内分布有大小矿体185个,呈NE向展开,由西往东划分为I~VII 7个矿区。本次研究的样品主要采自I区1300中段、II区1号矿体111线~125线和III区东风井1400中段。样品新鲜,基本未受地表作用的影响,岩石类型以矽卡岩为主,脉石矿物主要为石英、萤石和方解石,矿石类型以矽卡岩型磁铁矿矿石为主。总体来说,30余件包裹体薄片流体包裹体广泛发育,从中挑选出代表性样品16件,对成矿早期的石榴子石,成矿中期的绿帘石和角闪石,成矿晚期的石英、萤石、方

解石,以及钾长花岗岩体中石英等矿物中的流体包裹体进行了显微测温、激光拉曼探针成分分析和气相色谱及离子色谱分析。由于石榴子石和绿帘石中的包裹体普遍较小,不利于进行包裹体测试,因此,本次研究着重对后2个成矿阶段的流体包裹体进行了研究。为了保证测试数据的可靠性,本次研究尽量选择长径大于5 μm的流体包裹体进行测试。

显微测温在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成。测试仪器为Linkam THMSG-600型冷热台,其温度范围为-196~600℃,测试精度为:0~-196℃温度区间为±0.5℃,0~+600℃温度区间为±2℃。熔融包裹体的测温在英国产Linkam TS 1500热台上进行,可测温范围为室温至+1500℃。对于H₂O-NaCl型流体包裹体,其盐度可根据冰点温度查表换算(Bodnar,1983),该表基于公式: $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 0.00 + 1.78X - 4.42 \times 10^{-2} X^2 + 5.57 \times 10^{-4} X^3$,其中的X为冰点温度的绝对值(Hall et al.,1988)。对于含子矿物包裹体,其盐度可通过子矿物融化温度(T)换算(Hall et al.,1988),公式为: $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 26.242 + 4.928 \times 10^{-3} T + 1.420 \times 10^{-4} T^2 - 2.330 \times 10^{-7} T^3 + 4.129 \times 10^{-10} T^4 + 6.295 \times 10^{-13} T^5 - 1.967 \times 10^{-15} T^6 + 1.112 \times 10^{-18} T^7$ (当0.1℃≤T≤801℃)。对于CO₂-H₂O±CH₄型和CO₂-H₂O-NaCl型包裹体的盐度,利用CO₂笼形化合物的融化温度,采用Bozzo等(1973)的公式计算: $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 15.52002 - 1.02342x - 0.05286x^2$ (x为CO₂笼形化合物的融化温度)。

流体包裹体原位激光拉曼探针分析在核工业北京地质研究院完成。测试仪器为LABHR-VIS Lab RAM HR800型显微激光拉曼光谱仪,光源为yag晶体倍频固体激光器,激光波长为532 nm,功率为50 mW,扫描波段范围为100~4200 cm⁻¹,实验室温度为25℃,湿度为50%。对近30个流体包裹体进行了测试。

流体包裹体的气相及离子色谱分析在国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成。气相色谱分析所用仪器为GC-2010型气相色谱仪。样品预处理为:将石英样品装入烧杯,加入王水30 ml,去离子水20 ml,电热板80~100℃保温3 h,其间勤于搅拌,倾去酸液,用去离子水洗涤样品,直到洗涤液电导与去离子水电导一致,用去离子水浸泡过夜,用定量滤纸过滤后将试样于90~95℃烘干4 h,干燥后备用(杨丹等,2007)。流体包裹体的离子色谱分析

程序为:称取适量经过清洗的试样于瓷皿中,加盖置于马弗炉内,于450~500℃下加热0.5h,使包裹体充分爆裂,冷却后将试样倒入石英烧杯中,加适量纯水,置于超声波清洗器中,数分钟后取出,将溶液倒入样品管,如此4次,制成大约30ml溶液,继续浸取3次,制成空白溶液,对已处理过的空白溶液及试样溶液进行测试。实验所用仪器为Shimadzu HIC-SP Super型离子色谱仪。

硫同位素测试在核工业北京地质研究院完成。测试程序为:选取硫化物粉末样50mg,将样品和氧化亚铜按一定比例(1:10)研磨至200目左右,并混合均匀,在真空达 2.0×10^{-2} Pa状态下加热,进行氧化反应,反应温度为980℃,生成二氧化硫气体。真空条件下,用冷冻法收集二氧化硫气体,并用MAT253气体同位素质谱仪分析硫同位素组成。测量结果以CDT为标准,记为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 。分析精度优于 $\pm 0.2\%$ 。硫化物参考标准为GBW-04414、GBW-04415硫化银标准,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别为 $(-0.07 \pm 0.13)\%$ 和 $(22.15 \pm 0.14)\%$ 。

氢、氧、碳同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成。测试仪器为MAT253EM型质谱计。氧和碳同位素的分析精密密度为 $\pm 0.2\%$,氢同位素的分析精密密度为 $\pm 2\%$ 。氢同位素分析采用爆裂法,其测试程序为:加热石英、绿帘石、石榴子石和方解石包裹体样品,使其爆裂,释放挥发分,提取水蒸气,然后在400℃条件下使水与锌反应产生氢气,用液氮冷冻后,收集到放有活性碳的样品瓶中备测(Coleman et al., 1982)。

方解石的碳和氧同位素分析步骤如下:首先在25℃条件下,使方解石与磷酸反应释放 CO_2 (Mc-Crea, 1950)。用中国的国家一级碳酸盐碳、氧同位素参考物质GBW04416和GBW04417作为工作标准,GBW04416的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为1.61‰和-11.59‰,GBW04417的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为-6.06‰和-24.12‰。方解石样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 直接从 CO_2 测得。在转变 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 时,使用Friedman等(1977)的方程: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ 。

4 包裹体特征

4.1 包裹体岩相学研究

在显微镜下,对双面抛光的薄片进行了包裹体

岩相学特征的观察。本次研究的包裹体绝大多数为原生的,约占包裹体总数的95%以上,形状多为圆形、椭圆形、纺锤形、负晶形和不规则形,尺寸大多为 $n \mu\text{m}$ 到 $n \times 10 \mu\text{m}$ (其中70%以上为6~10 μm ,25%左右达到10~30 μm ,个别达60~90 μm),气相分数多集中在10%~40%。按室温下包裹体物理相态的不同,依据Roedder(1984)和卢焕章等(2004)提出的流体包裹体在室温下的相态分类准则,结合拉曼光谱分析结果,将原生包裹体分为流体包裹体和硅酸盐熔融包裹体(M型),将流体包裹体又分为 H_2O -NaCl型、 CO_2 - $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型和 CO_2 - H_2O -NaCl型。 H_2O -NaCl型可进一步分为富气相水溶液包裹体(V型)、富液相水溶液包裹体(L型)、含子矿物多相包裹体(S型)等3类。 CO_2 - $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型包裹体为富 CO_2 包裹体(C_1 型), CO_2 - H_2O -NaCl型包裹体为含 CO_2 多相包裹体(C_2 型)通常由 V_{CO_2} 、 L_{CO_2} 和 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 三相组成。不同类型包裹体的特征各不相同,现分述如下:

(1) 硅酸盐熔融包裹体(M型)

该类型包裹体主要出现在成矿早期石榴子石和主成矿期绿帘石中(图4a),多呈椭圆形、不规则状,孤立分布,大小为4~10 μm 。室温下观察,包裹体中仅见黑气泡及其周围的子矿物。升温过程中,在650℃时出现变化,由于包裹体中气相扩散而变暗,可能预示包裹体初熔;750℃时包裹体逐渐变亮,显示包裹体熔化程度加强;800~900℃范围内,包裹体又开始变暗,气泡在包裹体内运移,表明包裹体熔化程度较高;900~950℃以上,包裹体变黑且无变化,说明其已完全熔化,出现两相不混溶,硅酸盐始终作为一个物相存在,并不溶解到流体相中。这类包裹体数量较少,仅占包裹体总数的5%左右。

(2) H_2O -NaCl型包裹体

V型包裹体由气相和液相组成,气相分数为50%以上,常呈负晶形或椭圆形,孤立或与L型包裹体混杂分布,个体较大,一般为5~20 μm (图4b、4c)。加热后均一为气相,均一温度较高,在333~490℃之间。此类包裹体在加热过程中,大多出现了气相与水溶液相的临界均一,个别包裹体在未均一时爆裂,或是气相缓慢扩大,当气相基本填充整个包裹体时突然爆裂。此类包裹体只在Ⅲ阶段和Ⅳ阶段中少量出现,占包裹体总数的1%左右。极少数为纯气相包裹体,充填在局部裂隙中,多见于成矿晚期

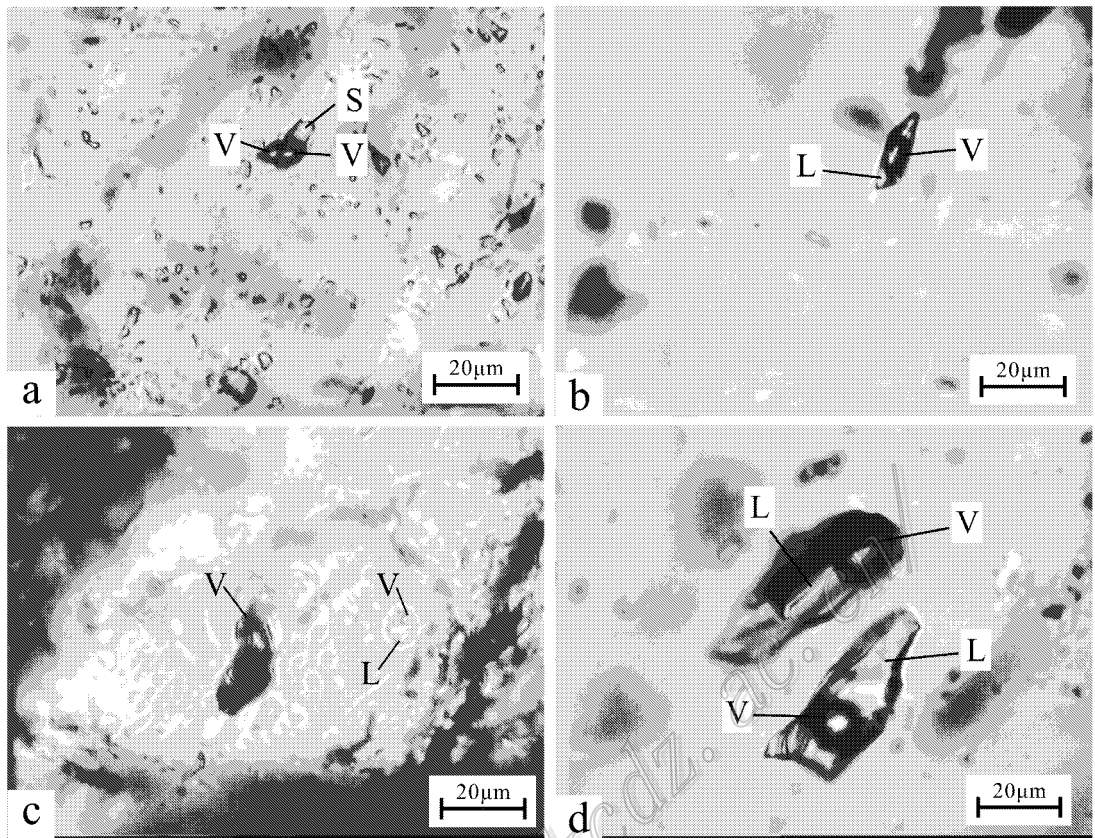


图4 黄岗锡铁矿床内包裹体的显微照片

- a. M型包裹体,主矿物为石榴子石;b. V型包裹体,主矿物为石英;c. V型和L型包裹体共存,主矿物为方解石;
d. L型包裹体,主矿物为石英

Fig. 4 Photomicrographs showing inclusions from the Huanggang Sn-Fe deposit

- a. M-type inclusions in garnet ; b. V-type inclusions in quartz ; c. V-type and L-type inclusions in calcite ; d. L-type inclusions in quartz

的方解石和石英内(图4b、4c)。由于其多为后期次生包裹体,与成矿关系不密切,故未对其作进一步研究。

L型包裹体 为富液相包裹体,由气相和液相组成,气相分数小于50%,多为5%~40%,个体大小相差悬殊(2~70 μm)(图4d、5a),形态为椭圆形、长条形、圆形、纺锤形和负晶形,呈群状、面状及孤立状分布,加热后均一为液相,少数临界均一。此类包裹体是黄岗锡铁矿床中最发育的流体包裹体类型,占包裹体总数的80%左右。

S型包裹体 为含子矿物多相包裹体,由气相、液相和子矿物组成,有时一个包裹体可含有多个子矿物,气相分数为10%~30%,大小为4~90 μm。子矿物以透明矿物为主(图5b),加热时包裹体气泡先消失,子矿物熔化温度较高,大多大于550℃(Linkam THMSG-600的有效工作温度上限为550℃,而有些包裹体的子矿物在550℃以下没有完

全熔融),子矿物消失温度远远大于气泡消失温度,说明含子矿物包裹体可能是从原始过饱和溶液中捕获的(Calagari, 2004; Hezarkhani, 2006; 邓小华等, 2008)。钾长花岗岩中流体包裹体内子矿物的熔化温度有的大于气泡消失温度,而有的则早于气泡消失,个别子矿物的熔化温度较低,为200℃左右,可能是钾盐类的高溶解度矿物。

(3) CO₂-H₂O±CH₄型包裹体(C₁型)

拉曼光谱分析显示,该类型流体包裹体的气相中除富含CO₂外,还含有少量CH₄、N₂和H₂,主要出现在Ⅲ阶段和Ⅳ阶段。该类包裹体的CO₂相体积分数大多大于70%,颜色较深,长轴长度一般为5~30 μm,常温下表现为两相,多呈椭圆形、纺锤形、负晶形,呈群状、孤立状分布于石英中,方解石中少见(图5c)。

(4) CO₂-H₂O-NaCl型包裹体(C₂型)

C₂型包裹体由V_{CO₂}、L_{CO₂}及L_{H₂O}三相组成,仅

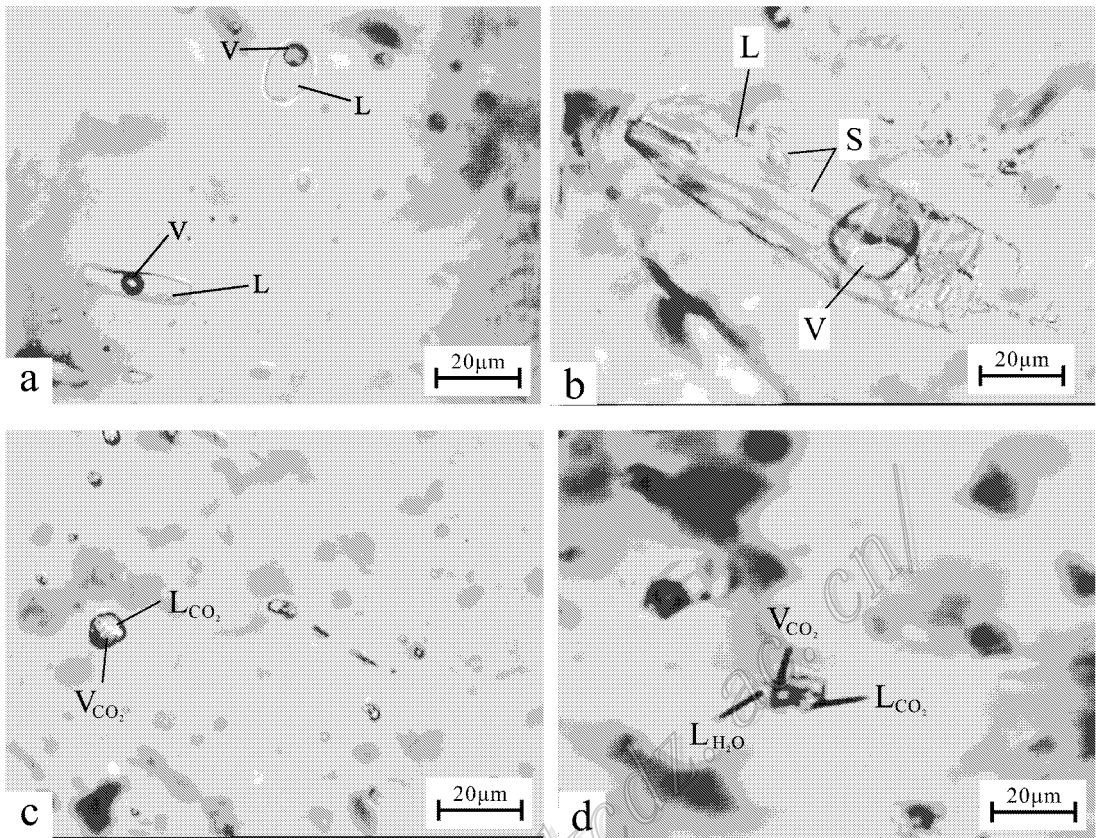


图 5 黄岗锡铁矿床内包裹体的显微照片

a. L 型包裹体, 主矿物为萤石; b. S 型包裹体, 主矿物为石榴子石; c. C₁ 型包裹体, 主矿物为方解石; d. C₂ 型包裹体, 主矿物为方解石

Fig. 5 Photomicrographs showing inclusions from the Huanggang Sn-Fe deposit

a. L-type inclusions in fluorite; b. S-type inclusions in garnet; c. C₁-type inclusions in calcite; d. C₂-type inclusions in calcite

见于碳酸盐(IV)阶段,多为不规则状,呈孤立状分布,长轴长度一般为 $8\sim 30\ \mu\text{m}$,CO₂相体积分数约为 $10\%\sim 20\%$ (图5d)。

4.2 显微测温分析

对 I、II 阶段的石榴子石、绿帘石中的硅酸盐熔融包裹体(M 型)进行了显微测温,获得 2 个包裹体的均一温度数据,分别为 $900\ ^\circ\text{C}$ 和 $950\ ^\circ\text{C}$ 。

对不同成矿阶段及钾长花岗岩体的 16 件样品内的流体包裹体进行了显微测温,测试结果见表 1 和图 6。

(1) H₂O-NaCl 型包裹体

由表 1 和图 6 可见,H₂O-NaCl 型包裹体的均一温度变化范围很大。

矽卡岩成矿阶段 L 型流体包裹体的均一温度范围为 $158\sim 573\ ^\circ\text{C}$,主要集中于 $250\sim 450\ ^\circ\text{C}$,平均为 $262\ ^\circ\text{C}$,部分包裹体的均一温度超过 $550\ ^\circ\text{C}$ 。利用冰点温度在冷冻温度-盐度数值表(Bodnar, 1983)

中查得该类流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $10.88\%\sim 22.34\%$ 。用包裹体均一温度和盐度,在 NaCl-H₂O 体系参数表(邵洁莲,1988;刘斌等,1999)中查得其密度范围为 $0.65\sim 0.99\ \text{g}/\text{cm}^3$ 。部分 S 型流体包裹体的均一温度及其子矿物消失温度均高于 $500\ ^\circ\text{C}$,代表了岩浆流体成矿的特征;其余 S 型包裹体的均一温度范围为 $387\sim 431\ ^\circ\text{C}$,子矿物熔化温度为 $375\sim 458\ ^\circ\text{C}$,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $26.4\%\sim 46.91\%$,密度为 $0.83\sim 0.98\ \text{g}/\text{cm}^3$ 。

退蚀变成矿阶段 L 型流体包裹体的均一温度范围为 $308\sim 477\ ^\circ\text{C}$,主要集中于 $322\sim 391\ ^\circ\text{C}$,平均为 $369\ ^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $13.94\%\sim 22.34\%$,密度为 $0.72\sim 0.91\ \text{g}/\text{cm}^3$ 。S 型流体包裹体的数量较少,所测的 5 个包裹体的均一温度范围为 $198\sim 403\ ^\circ\text{C}$,子矿物熔化温度为 $310\sim 335\ ^\circ\text{C}$,部分包裹体的均一温度或子矿物熔化温度大于 $550\ ^\circ\text{C}$,其对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $38.94\%\sim 41.05\%$,密度为

表 1 黄岗锡铁矿流体包裹体显微测温结果及参数
Table 1 Microthermometric data of different types of fluid inclusions in the Huanggang Sn-Fe deposit

样品号	成矿阶段	矿物	类型	$t_m/^\circ\text{C}$	$t_{m-ice}/^\circ\text{C}$	$t_{h-tot}/^\circ\text{C}$		$w(\text{NaCl}_{eq})/\%$					
						范围	平均	范围	平均				
HG-1-22	I	石榴子石	L(12)	>550	$-18.3 \sim -8.2$	158~513, >550 (2)	262	12.05~21.19	15.6				
			S(3)							>550	>550	>66.75	>66.75
HG-1-35	I	石榴子石	L(5)	$375 \sim >550$	$-19.8 \sim -10.0$	303~432	339	13.94~22.34	18.0				
			S(7)							$310 \sim 431$	380	$26.4 \sim >66.75$	>40.9
HG-2-8	I	石榴子石	L(12)	>550	$-20.0 \sim -8.2$	271~536, >550 (4)	452	11.93~21.74	14.6				
			S(1)							361	361	>66.75	>66.75
*	I	石榴子石	S(2)			377~408	393						
*	I	石榴子石	L(6)			264~278	275						
*	I	锡石	L(1)			573	573	10.88	10.88				
HG-3-10	II	绿帘石	L(12)	>550	$-19.8 \sim -10.0$	308~477	389	13.94~22.34	20.5				
			S(2)							>550	>458	>66.75	>66.75
HG-2-14	II	角闪石	L(9)	$310 \sim >550$	$-19.6 \sim -12.5$	306~393	342	16.43~22.10	20.3				
			S(3)							$198 \sim 403$	322	$38.94 \sim >66.75$	>48.91
			V(1)							不变化			
HG-1-9	III	石英	V(1)			490 爆裂	490	3.71	3.71				
			L(13)		$-2.3 \sim -1.0$	202~350	258	1.74~3.87	2.45				
HG-2-5	III	石英	L(9)	$5.1 \sim 6.0$ (CO_2 水合物)	$-10.0 \sim -1.1$	191~330	272	1.91~13.94	5.50				
			C(2)							$t_h(\text{CO}_2) = 30.6$	270~276	273	7.4~8.8
HG-3-26	III	石英	L(16)		$-10.8 \sim -9.0$	233~340	289	12.85~14.77	13.82				
			L(12)		$-5.1 \sim -3.6$	219~313	253	5.86~8.00	6.77				
HG-2-21	III	方解石	C(4)		$4.8 \sim 6.2$ (CO_2 水合物)	218~230	223	7.1~9.3	8.4				
			V(1)	不变化		$t_h(\text{CO}_2) = 31.2$							
HG-1-36	III	萤石	L(9)		$-6.7 \sim -3.8$	225~272	255	6.16~10.11	8.07				
			S(5)	>550	$-9.7 \sim -8.4$	297~304	301	12.16~13.62	13.3				
HG-1-37	IV	方解石	L(16)		$-5.5 \sim -1.0$	153~260	201	1.74~8.56	2.73				
			C(3)		$5.5 \sim 5.8$ (CO_2 水合物)	150~166	158	7.7~8.2	8.0				
HG-2-35	IV	方解石	L(6)		$-12.3 \sim -10.6$	187~264	214	14.57~16.24	15.49				
			C(3)		$5.8 \sim 6.2$ (CO_2 水合物)	255~265	262	7.1~7.7	7.4				
HG-5-6	IV	方解石	L(16)		$-7.0 \sim -5.2$	136~288	181	8.14~10.49	9.0				
HG-5-7	IV	石英	V(1)		-7.1	391	391	10.61	10.61				
			L(15)		$-12.2 \sim -0.6$	150~439	223	1.05~16.15	7.97				
			V(2)		$-10.0 \sim -9.7$	333~415	374	14.01~14.03	14.02				
HG-1-27	岩体	石英	L(4)		$-10.3 \sim -9.6$	257~300	276	13.51~14.25	14.03				
			S(9)	$200 \sim 474$		215~296	252	31.87~56.31	42.8				
			L(17)		$-10.3 \sim -5.2$	102~295	216	8.14~14.25	12.96				
			V(1)	不变化									

注: t_m 为子矿物熔化温度; $t_h(\text{CO}_2)$ 为 CO_2 笼形物部分均一温度; t_{m-ice} 为冰点; t_{h-tot} 为完全均一温度; $w(\text{NaCl}_{eq})$ 为盐度, 括号内数字为包裹体的数量。* 为王莉娟等(2001)数据。

0.94~1.21 g/cm³。

石英硫化物成矿阶段 L 型流体包裹体的均一温度范围为 191~350℃, 主要集中于 202~295℃, 平均为 266℃, 盐度 $w(\text{NaCl}_{eq})$ 为 1.74%~14.77%, 密度为 0.65~0.93 g/cm³。S 型流体包裹体的均一温度范围为 297~304℃, 子矿物熔化温度均高于

550℃, 盐度 $w(\text{NaCl}_{eq})$ 为 12.16%~13.62%, 密度为 0.84~0.86 g/cm³。V 型流体包裹体只有一个, 均一至 490℃ 时爆裂, 对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{eq})$ 为 3.71%, 密度为 0.31 g/cm³。

(2) $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型包裹体(C_1 型)

石英硫化物阶段和碳酸盐阶段的 C_1 型流体包

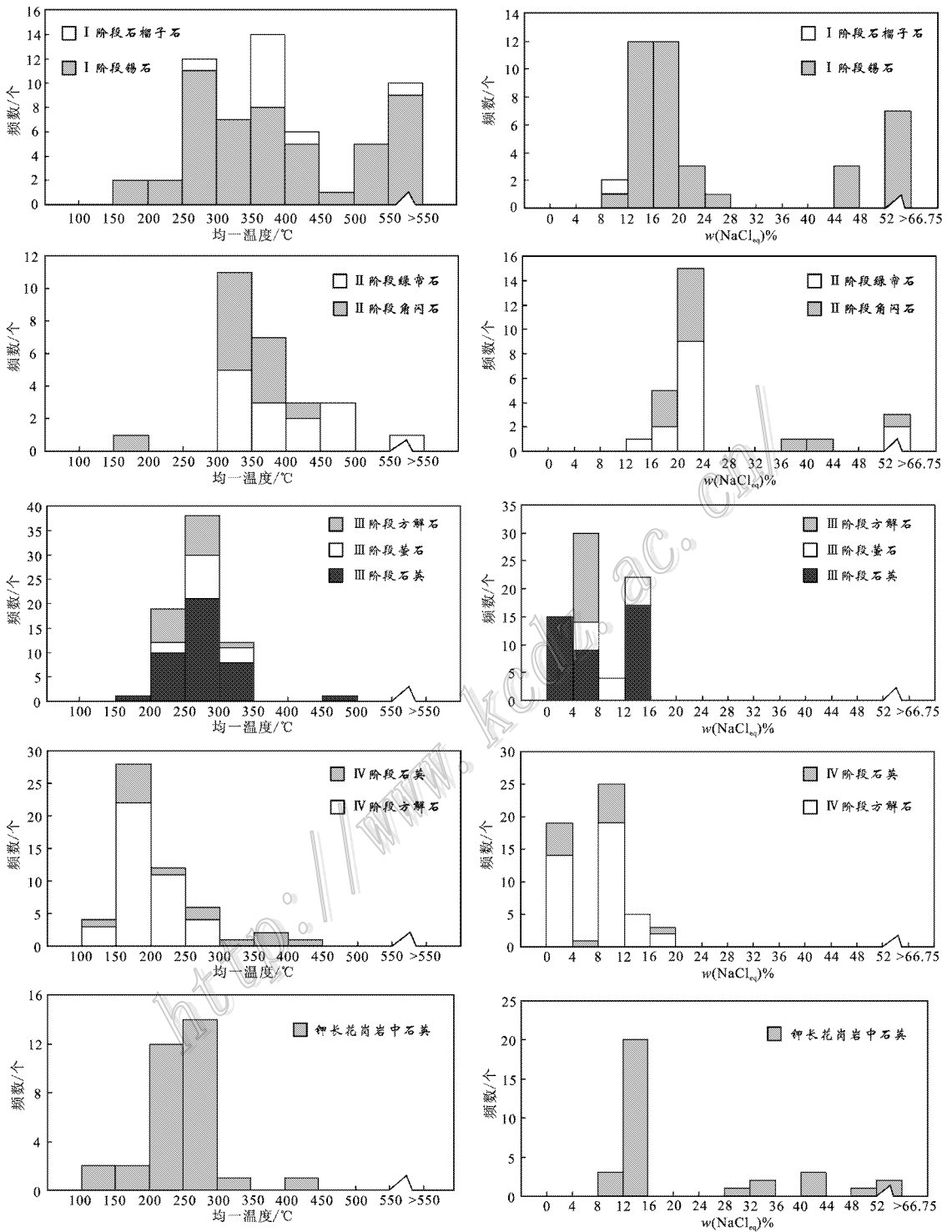


图 6 黄岗锡铁矿床内流体包裹体的均一温度和盐度直方图

Fig. 6 Histogram showing homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in the Huanggang Sn-Fe deposit

裹体都均一至气相。

碳酸盐成矿阶段 L 型流体包裹体的均一温度范围为 136~439℃,主要集中在 136~221℃,平均

为 203℃,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.74%~16.24%,密度为 0.73~1.02 g/cm³。V 型流体包裹体只有一个,均一温度为 391℃,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 10.61%,密度

为 0.68 g/cm^3 。

钾长花岗岩体的石英内 L 型流体包裹体的均一温度范围为 $102 \sim 300^\circ\text{C}$, 主要集中于 $167 \sim 279^\circ\text{C}$, 平均为 227°C , 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $8.14\% \sim 14.25\%$, 密度为 $0.85 \sim 1.01 \text{ g/cm}^3$ 。S 型流体包裹体的均一温度范围为 $215 \sim 296^\circ\text{C}$, 主要集中于 $215 \sim 278^\circ\text{C}$, 平均为 252°C , 子矿物熔化温度范围为 $200 \sim 474^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $31.87\% \sim 56.31\%$, 密度为 $1.05 \sim 1.31 \text{ g/cm}^3$ 。2 个 V 型流体包裹体的均一温度分别为 333°C 和 415°C , 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 14.01% 和 14.03% , 密度约为 $0.70 \sim 0.82 \text{ g/cm}^3$ 。

(2) $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型包裹体 (C_1 型)

石英硫化物阶段和碳酸盐阶段的 C_1 型流体包裹体都均一至气相。

石英硫化物阶段 CO_2 水合物熔化温度为 $4.8 \sim 6.2^\circ\text{C}$, CO_2 部分均一温度为 $30.6 \sim 31.2^\circ\text{C}$, 完全均一温度为 $218 \sim 276^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.1\% \sim 9.3\%$ 。

碳酸盐阶段 CO_2 水合物熔化温度为 $5.5 \sim 5.8^\circ\text{C}$, CO_2 部分均一温度为 31.2°C , 完全均一温度为 $155 \sim 166^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.7\% \sim 8.2\%$ 。

(3) $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 型包裹体 (C_2 型)

C_2 型流体包裹体发育很少, 仅出现在碳酸盐阶段。对方解石中的 3 个 C_2 型流体包裹体进行了测试, 其 CO_2 水合物熔化温度为 $5.8 \sim 6.2^\circ\text{C}$, CO_2 部分均一温度为 30.2°C , 完全均一温度为 $255 \sim 265^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.1\% \sim 7.7\%$ 。

4.3 流体包裹体激光拉曼分析

激光拉曼显微探针分析表明, 成矿流体中气、液相成分以 H_2O 为主, 含少量 CO_2 、 CH_4 和 H_2 等。I、II 阶段流体包裹体的成分特征是基本上都以 H_2O 为主, 含少量 H_2 (图 7a、7b); III、IV 阶段流体包裹体的成分除 H_2O 以外, 还存在气相和液相 CO_2 、气相 H_2 (图 7c-f)。在晚阶段方解石流体包裹体 (图 7c) 中检测到有少量 CH_4 的存在 (室温下流体包裹体中 CH_4 的特征拉曼谱峰范围为 $2913 \sim 2919 \text{ cm}^{-1}$) 说明硫化物沉淀的晚期阶段可能受到含甲烷流体的影响 (张长青等, 2007)。富含甲烷的流体常出现在沉积、油气藏、变质流体中 (Lilley et al., 1982; Horibe et al., 1986; Gamo et al., 1987; Nojiri et al., 1989; Baker et al., 1990), 而在黄岗锡铁矿床的成矿流体

成分中未发现大量有机质, 表明成矿流体主要来源于缺乏有机质的地幔或岩浆, 而不可能来自富含有机质的沉积物 (武广等, 2007)。

4.4 流体包裹体成分色谱分析

由于包裹体内大部分离子的拉曼活性不强, 所以, 本次研究还选取了不同成矿阶段的样品进行了流体包裹成分的气相色谱和离子色谱分析, 其结果列于表 2 和表 3。

由表 2 可见, 不同成矿阶段流体包裹体液相中的气体组成均以 CO_2 及 H_2O 为主, 其次为 N_2 、 O_2 和 CH_4 , 有少量 C_2H_2 、 C_2H_4 和 C_2H_6 , 不同气体的含量之间并未呈现出明显的相关关系。

由表 3 可见, 不同成矿阶段的样品中阳离子均以 Na^+ 、 K^+ 为主, 其次为 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} , 6 件样品中均未检测出 Li^+ 。在矽卡岩阶段的样品中, 检测出较高的 Ca^{2+} , 说明在成矿早期可能有钙质交代残余, I 阶段 S 型包裹体中可能存在 CaCl_2 子晶矿物, 同时, 由于黄岗钾长花岗岩体普遍含有较高的 K_2O ($>4\%$, 周振华等, 2010a), 因此, 成矿流体中也可能产生含钾盐类子矿物的包裹体。阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主, 其次为 F^- , 还含有少量 Br^- 、 NO_3^- 。矽卡岩阶段和退化蚀变阶段的 F^- 含量高于 Cl^- ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ / \text{Ca}^{2+}$ 比值大于 0.5; 石英硫化物阶段和碳酸盐阶段的 F^- 含量低于 Cl^-)。计算结果显示, 黄岗锡铁矿床内包裹体溶液的总离子浓度为 $2.01\% \sim 13.9\%$, 落在单个包裹体显微测温所获得的盐度 [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 1.74 \sim 46.91\%$] 范围内。

4.5 氢、氧碳同位素

黄岗锡铁矿床氢、氧同位素组成的测试结果列于表 4。由该表可见, 不同成矿阶段脉石矿物的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化很大, 除王莉娟等 (2001) 测得 $1^\#$ 铁矿体矽卡岩中角闪石的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-182\% \sim -187\%$ 外, 其余样品的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-116\% \sim -73\%$, 平均为 -98% 。测试样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化较大, 为 $-0.4\% \sim 10.6\%$, 平均为 5.5% , 其中 I ~ IV 阶段矿物的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值分别为 $3.94\% \sim 7.8\%$ 、 $1.06\% \sim 9.64\%$ 、 $-0.4\% \sim 10.6\%$ 和 $0.62\% \sim 6.6\%$ 。利用与矿物平衡的水的氧同位素分馏公式 [$1000 \ln\alpha_{\text{石榴石-水}} = 1.22 \times 10^6 T^{-2} - 3.70$ (Bottinga et al., 1975), $1000 \ln\alpha_{\text{绿帘石-水}} = 4.05 \times 10^6 T^{-2} - 7.81 \times 10^3 / T + 2.29$ (Zheng et al., 1993), $1000 \ln\alpha_{\text{磁铁矿-水}} = 2.88 \times 10^6 T^{-2} - 11.36$ (Zheng et al., 1993), $1000 \ln\alpha_{\text{石英-水}}$

表 2 黄岗锡铁矿流体包裹体成分的气相色谱分析结果

Table 2 Gas chromatographic analyses of fluid inclusions from the Huanggang Sn-Fe deposit

样品号	矿物名称	$\alpha(B)(\mu\text{g/g})$						
		CH ₄	C ₂ H ₂ + C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	CO ₂	H ₂ O	O ₂	N ₂
HG-1-22	石榴子石	0.241	0.084	微量	102.693	215.766	10.223	57.214
HG-1-11	石英	0.284	0.151	0.009	127.342	650.066	14.939	80.114
HG-2-21	方解石	0.791	0.264	0.009	209.228	1071.770	6.083	51.394
HG-1-37	方解石	0.817	0.218	0.019	255.717	738.870	6.002	56.078
HG-2-35	方解石	0.762	0.204	0.208	189.024	524.349	7.110	53.169
HG-5-6	方解石	0.660	0.354	0.019	238.641	307.579	18.402	107.684

样品号	矿物名称	相对摩尔分数						
		CH ₄ /10 ⁻⁴	C ₂ H ₂ + C ₂ H ₄ /10 ⁻⁴	C ₂ H ₆ /10 ⁻⁴	CO ₂ /%	H ₂ O/%	O ₂ /%	N ₂ /%
HG-1-22	石榴子石	901.956	93.172	微量	13.975	71.777	1.913	12.235
HG-1-11	石英	419.049	66.009	7.083	6.833	85.261	1.102	6.755
HG-2-21	方解石	744.793	73.654	4.520	7.164	89.702	0.286	2.765
HG-1-37	方解石	1039.849	82.210	12.890	11.835	83.591	0.382	4.078
HG-2-35	方解石	1337.559	106.106	194.715	12.065	81.814	0.624	5.333
HG-5-6	方解石	1528.868	242.988	23.461	20.102	63.333	2.131	14.254

表 3 黄岗锡铁矿流体包裹体成分的离子色谱测定结果

Table 3 Ion chromatographic analyses of fluid inclusions from the Huanggang Sn-Fe deposit

样品号	矿物名称	$\alpha(B)(\mu\text{g/g})$										
		Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	H ₂ O(GC)	$\alpha(B)$ 总离子数/%
HG-1-22	石榴子石	2.405	3.727	0.942	15.624	0.287	3.340	0.147	0.180	8.283	215.766	13.9
HG-1-11	石英	1.796	2.426	0.265	5.669	0.165	1.566	0	0.235	1.225	650.066	2.01
HG-2-21	方解石	4.764	5.585	1.809	—	1.259	9.529	0.517	0.416	30.654	1071.770	4.84
HG-1-37	方解石	10.758	13.062	3.769	—	3.429	62.769	1.073	0.838	10.627	738.870	12.6
HG-2-35	方解石	2.564	1.090	0.569	—	0.928	11.955	0.144	0.138	9.931	524.349	4.95
HG-5-6	方解石	3.249	5.381	4.531	—	5.066	6.634	0.184	0.529	12.091	307.579	10.8

注：“—”表示低于检测限。

表 4 黄岗锡铁矿床氢、氧同位素组成

Table 4 Hydrogen and oxygen isotopic data of the Huanggang Sn-Fe deposit

样品编号	成矿期	矿物名称	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$t_{\text{h}}/\text{°C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	资料来源
HG-2-8	I	石榴子石	-83	6.2	452	7.4	本文
HG1-22	I	石榴子石	-96	7.8	550	9.1	
HG-3-10	II	绿帘石	-73	8.1	389	8.6	
HG-1-9	III	石英	-116	9.5	258	4.9	
HG-2-21	III	方解石	-100	6.0	223	3.8	
HG-2-5	III	石英	-108	10.6	273	4.5	
HG-5-6	IV	方解石	-101	6.6	181	-2.8	
HG-5-7	IV	方解石	-104	5.7	223	-1.6	
—	I	磁铁矿		3.94	550	9.8	
—	II	石英		9.64	396	5.0	
—	II	锡石		1.06	396	5.0	赵一鸣等,1994
—	IV	石英		0.62	200	-10.9	
锡石石英脉	II	石英	-106		300		王莉娟等,2001
1 [#] 铁矿体	II	角闪石	-182~-187	2.3	300	-3.3	
2 [#] 铁矿体	III	碳酸盐		6.5	300	0.9	
3 [#] 铁矿体	III	碳酸盐		0.7	300	-4.9	
4 [#] 铁矿体	III	碳酸盐		-0.4	300	-6.0	
锡矿体	III	碳酸盐		8.9	300	3.3	

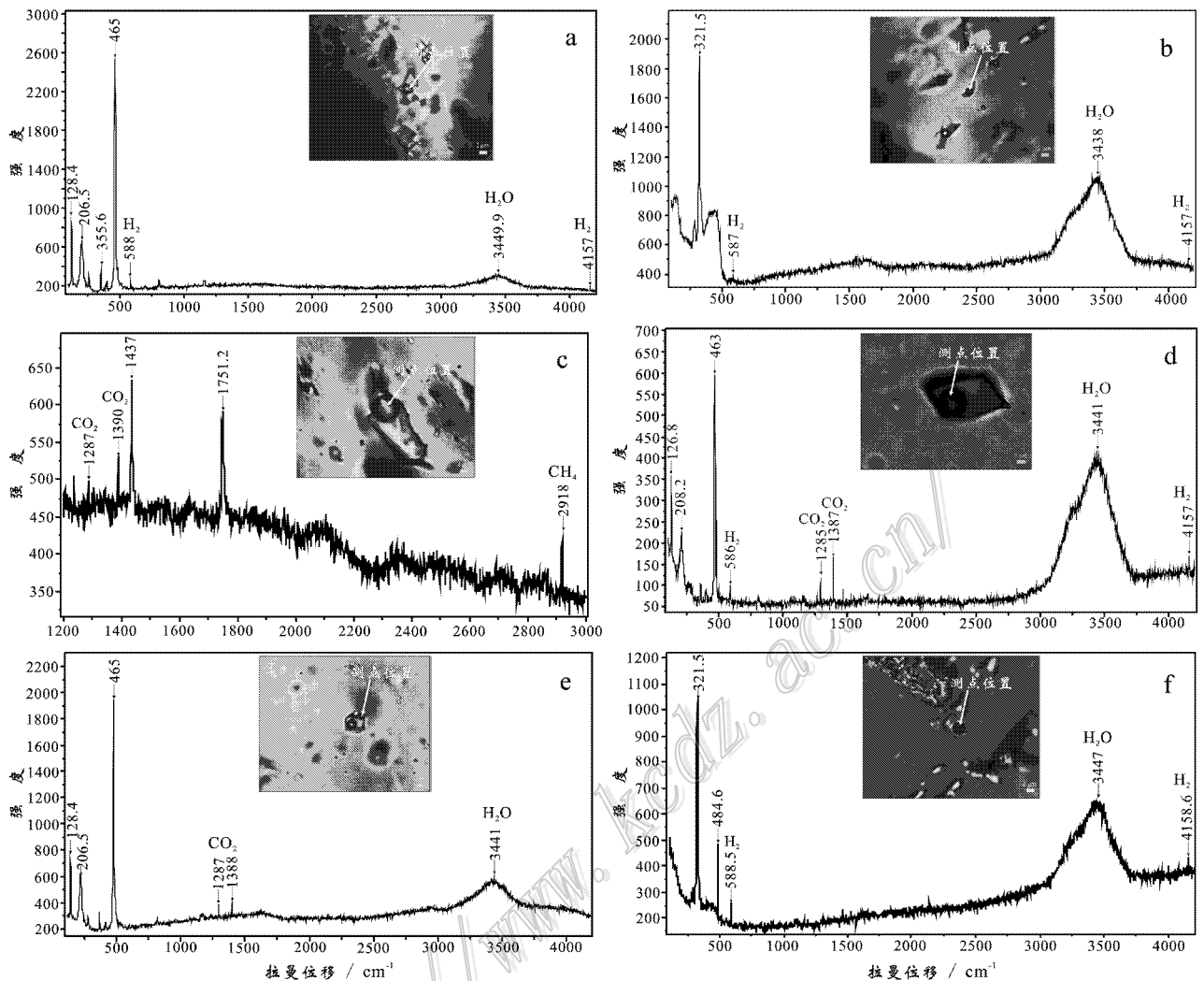


图7 黄岗锡铁矿床内流体包裹体的激光拉曼谱图

- a. I阶段石榴子石中L型流体包裹体的气、液相成分；b. II阶段绿帘石中L型流体包裹体的气、液相成分；c. III阶段方解石中L型流体包裹体的气、液相成分；d. III阶段石英中C₁型流体包裹体的气、液相成分；e. IV阶段石英中C₂型流体包裹体的气、液相成分；f. III阶段萤石中L型流体包裹体的气、液相成分

Fig. 7. Laser Raman spectra of fluid inclusions in the Huanggang Sn-Fe deposit

- a. Vapor and liquid phase composition of L type inclusion in garnet of stage I ; b. Vapor and liquid phase composition of L type inclusion in epidote of stage II ; c. Vapor and liquid phase composition of L type inclusion in calcite of stage III ; d. Vapor and liquid phase composition of C₁ type inclusion in quartz of stage III ; e. Vapor and liquid phase composition of C₂ type inclusion in quartz of stage IV ; f. Vapor and liquid phase composition of L type inclusion in fluorite of stage III

$= 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton, 1972), $1000 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (O'Neil et al., 1969) 以及同一样品中流体包裹体均一温度平均值, 计算得出 I ~ IV 阶段矿物的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为 $7.4\text{‰} \sim 9.8\text{‰}$ 、 $-3.3\text{‰} \sim 8.6\text{‰}$ 、 $-6.0\text{‰} \sim 4.9\text{‰}$ 和 $-10.9\text{‰} \sim -1.6\text{‰}$ 。

方解石碳、氧同位素分析结果见表5。由该表可见, 12件方解石样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-11.706\text{‰} \sim$

1.1‰ , 平均为 -6.291‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-22.7\text{‰} \sim -18.439\text{‰}$, 平均为 -20.636‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $7.5\text{‰} \sim 11.072\text{‰}$, 平均为 9.008‰ 。

4.6 硫同位素

黄岗锡铁矿床硫同位素分析结果列于表6。该矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值变化不大, 基本上都在0值附近, 表现为小的正值或小的负值, 其变化范围为 $-4.3\text{‰} \sim 4.5\text{‰}$, 平均为 0.43‰ , 相对于地幔平均

表 5 黄岗锡铁矿床内方解石的碳氧同位素组成

Table 5 Carbon and oxygen isotopic composition of calcites from Huanggang Sn-Fe deposit

样品编号	样品描述	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$
HG-3-14	Ⅲ区矿体中细脉状方解石	1.1	-22.7	7.5
HG-5-6	V区矿体中团块状方解石	-3.3	-21.7	8.5
HG-5-7	V区矿体中团块状方解石	-3.8	-22.4	7.8
HGSn-29-2*	3号矿体充填的方解石	-5.400	-20.357	9.095
HGSn-21-1*	3号矿体中粗晶方解石	-5.310	-20.096	9.364
HGSn-21-2*	3号矿体中粗晶方解石	-4.563	-20.165	9.293
HGSn-21-3*	3号矿体中粗晶方解石	-4.397	-20.165	9.292
HGF _e I -6-2*	3号矿体中粗晶方解石	-10.434	-18.439	11.072
SMG-3*	3号矿体中粗晶方解石	-8.141	-21.228	8.197
HGFE II -3-2b*	3号矿体中充填方解石	-9.406	-21.128	8.300
HGB3-13a*	3号矿体中粗晶方解石	-11.706	-19.066	10.426
HGFE II -3-14c*	3号矿体纹层状方解石	-10.141	-20.193	9.264

注：* 为王长明等(2007)数据。

表 6 黄岗锡铁矿矿石中硫同位素测试结果

Table 6 Sulfur isotope analyses of ores from the Huanggang Sn-Fe deposit

编号	样品名称	采样位置	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$
HG-3-19	磁黄铁矿	黄岗Ⅲ区西风井 1400 中段 5 号锡铁矿体	2.7
HG-3-35	闪锌矿	黄岗Ⅲ区西风井 1400 中段 5 号锡铁矿体	1.1
HG-3-37	闪锌矿	黄岗Ⅲ区西风井 1400 中段 5 号锡铁矿体	-2.3
HG-3-41	黄铁矿	黄岗Ⅲ区小井 1350 中段 5 号锡铁矿体	2.2
HG-3-45	黄铜矿	黄岗Ⅲ区小井 1350 中段 5 号锡铁矿体	-1.8
HG-3-48	闪锌矿	黄岗Ⅲ区小井 1350 中段 5 号锡铁矿体	-4.3
HG-3-49	黄铜矿	黄岗Ⅲ区小井 1350 中段 5 号锡铁矿体	0.4
*	辉钼矿	黄岗 1# 矿体	4.5
*	辉钼矿	黄岗 1# 矿体	2.3
*	辉钼矿	黄岗 1# 矿体	2.3
*	黄铜矿	黄岗 4# 矿体	-0.9
*	毒砂	黄岗 2# 矿体	-1.0

注：* 为王莉娟等(2001)数据。

$\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围(0 ~ +1‰, Sakai et al., 1984; Kyser, 1986)更宽,表现出经改造的混合硫的特征。王莉娟等(2001a)认为,这种硫来自大石寨组的安山-玄武岩,是与成矿金属元素一起经活化、迁移、改造而来。

5 讨论

5.1 成矿流体的性质

流体包裹体研究表明,黄岗锡铁矿床中发育丰富的原生流体包裹体和少量次生包裹体,这些包裹体反映了成矿流体的基本特征。包裹体激光拉曼探针和色谱分析表明,成矿流体含 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- ,富 H_2O 、 CO_2 等,应为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl} \pm \text{CaCl}_2$ (KCl)体系。包裹体类型复杂,成矿早期以硅酸盐熔融包裹体和富液相水溶液包裹体及含子矿物多相包

裹体为主,成矿晚期出现了少量富 CO_2 包裹体和 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -子矿物包裹体。Ⅲ、Ⅳ成矿阶段的石英和方解石中,除发育富液相包裹体、富气相包裹体外,还发育富 CO_2 包裹体,表明流体为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型。发育含 CO_2 多相包裹体,暗示流体可能来自于 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型流体和 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 型流体的混合(倪培等,2003)。不同类型流体的均一方式不同, $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型及 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 型包裹体多数均一至水溶液相, $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 型包裹体则多数均一至 CO_2 相,极少数均一到液相。

黄岗锡铁矿床主要成矿温度集中于 220 ~ 432℃,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 则主要集中在 1.74% ~ 22.34%,流体密度为 0.72 ~ 1.02 g/cm³。以 350℃ 和 200℃ 作为高温、中温和低温热液作用的分界温度(胡受奚等,1982;李诺等,2008),那么,其成矿流体总体上属于高-中温、中-低盐度的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl} \pm$

CaCl₂(KCl)体系。成矿流体从早期到晚期呈现出一定的规律性变化(图6),具体表现为:I阶段,由于受子矿物的影响,流体包裹体均一温度存在2个峰值区间,即257~432℃和550℃以上,至II阶段的322~403℃,再到III阶段的202~304℃,最后是IV阶段的153~221℃;盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在I阶段集中于12.13%~19.88%和66.8%以上2个峰值区间,II阶段为16.43%~22.34%,III、IV阶段盐度变化范围较大,分别为1.74%~14.77%和1.74%~11.93%,表明成矿过程中由于压力的释放和低温低盐度流体的加入,热液流体可能发生过流体不混溶(沸腾)作用。从早期到晚期,成矿流体的温度和盐度逐渐降低。钾长花岗岩体中石英内流体包裹体的均一温度和盐度峰值区间为202~295℃和12.85%~14.25%,与III、IV阶段相当,暗示晚期残余岩浆热液可能再次参与了成矿作用。

对于黄岗锡铁矿床的成因,早先有人认为是接触交代后生成因(赵一鸣等,1997;张德全等,1993;王莉娟等,2001;Ishihara et al.,2001),随后,有些学者主要根据矿床地质特征提出了喷流沉积成因的看法(Liu et al.,2001;叶杰等,2002;刘建明等,2004;王长明等,2007)。综前所述,黄岗锡铁矿床具有4阶段成矿的特点,流体包裹体以气液两相包裹体为主,缺乏有机质包裹体,成矿早期和主成矿期成矿流体的温度和盐度均较高,这些基本特征与国内外典型的矽卡岩型矿床的成矿流体特征相似(杨光树等,2008;Vallance et al.,2009;凌其聪等,2002;Baker et al.,2003;2004;Kamvong et al.,2008),而明显不同于喷流沉积型矿床(朱华平等,2007;Johnson et al.,2009;Wilkinson,2010;张长青等,2007;潘凤雏等,2002;Xue et al.,2007),指示该矿床的成因应属于矽卡岩型。

5.2 初始高温、高盐度流体的成因

黄岗锡铁矿床普遍发育高温蚀变,如硅化、钾长石化、透辉石化、石榴子石化、阳起石化等,前述研究也表明,在矽卡岩阶段表现出了一定的高温、高盐度流体的特征。王莉娟等(2001b)也在黄岗锡铁矿床的早期萤石中发现了一种原生多相流体-熔融包裹体,其均一温度在1050℃左右,是在熔体相与流体相分异的初始阶段捕获的,属于均一捕获的流体-熔融包裹体,而另一种次生多相流体-熔融包裹体被捕获时,熔体相已与流体相产生了部分分离,属于不均一捕获,其形成晚于原生包裹体,其均一温度为800

~900℃左右。

高温、高盐度流体的形成机制存在3种可能:①直接在岩浆温度条件(中酸性岩浆一般为700~900℃)下产生,岩浆房中的中酸性岩浆通过一定程度的结晶分异作用,使岩浆中的挥发分过饱和,从而造成流体相与熔体相的不混溶作用,这一过程通常称为“初始沸腾”(Cline,2003;Heinrich,2007);②由中-低盐度热液通过减压沸腾作用或者液态不混溶作用形成,这一作用过程往往是由岩体顶部盖层的破裂引起的,通常称为“二次沸腾”(Cline,2003;Heinrich,2007);③岩浆浅成侵位时,在其结晶演化的晚期,从残浆中直接出溶而成(冷成彪等,2008)。由于钾长花岗岩体的流体属于中温、中盐度流体,因此,第3种可能性可予以排除。矽卡岩阶段的石榴子石中发育流体包裹体和熔融包裹体,且两者共存。矿物中熔融包裹体与液体包裹体共存是岩浆-热液过渡性质矿床的显著标志之一(林新多,1999),也表明早期成矿流体不是单一的热水溶液,而是花岗质岩浆分异出来的残余硅酸盐熔体与流体共存的岩浆-热液过渡性流体,即不混溶流体(杨富全等,2008)。同时,本区由于古太平洋板块俯冲致使大陆边缘地幔热流体上升、不均质活动,形成了晚侏罗世—早白垩世广泛发育的岩浆活动,这也为从岩浆直接出溶的流体的量提供了保障。因此,用“初始沸腾”过程来解释初始成矿流体的成因是较为合理的。

5.3 成矿流体来源

黄岗锡铁矿床成矿早期矽卡岩阶段和主成矿期(退化蚀变阶段和石英硫化物阶段)流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于7.4‰~9.8‰和-6.0‰~8.6‰,主要集中于3.8‰~9.8‰,表明成矿流体主要为岩浆水,低 $\delta^{18}\text{O}$ 值可能与岩浆源区有亏损 $\delta^{18}\text{O}$ 的地幔物质的参与有关(邵济安等,1999)。成矿晚期(碳酸盐阶段) $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于-10.9‰~-1.6‰,表明在成矿后期混有部分大气降水。由于样品的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为-116‰~-73‰,明显低于岩浆水的变化范围(-80‰~-40‰,Sheppard,1986),在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解(图8a)中,样品点落在岩浆水范围内及其左下方靠近岩浆水的区域。氢、氧同位素组成表明,成矿流体主要为岩浆水,混有少量大气降水。

黄岗锡铁矿床12件方解石样品的碳同位素组成变化于-11.706‰~1.1‰,平均-6.291‰,与海相碳酸盐碳同位素组成(-1‰~2‰,Rollinson,1993)相差较大,而与地幔碳同位素值(-5±2‰,

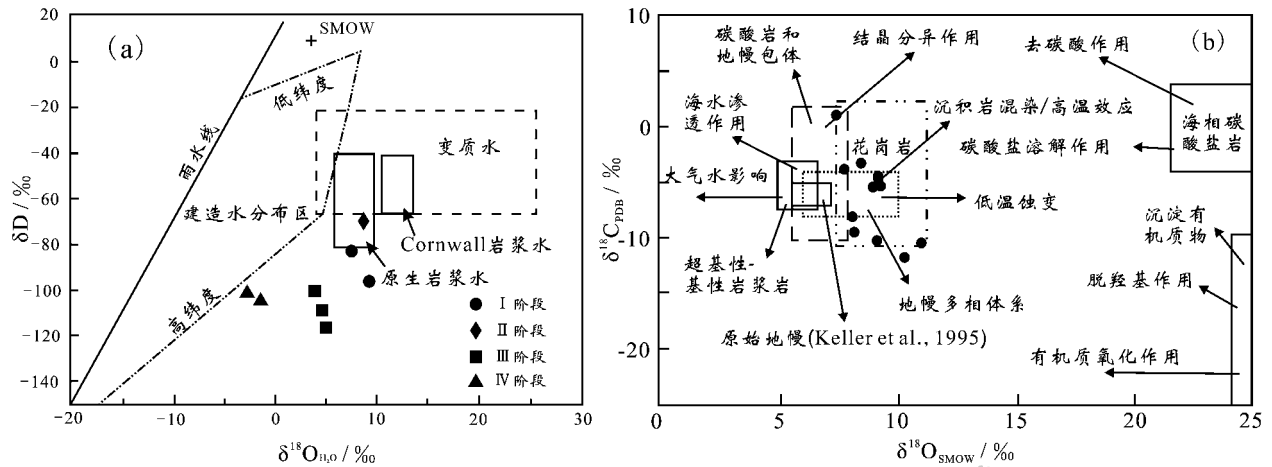


图8 黄岗锡铁矿床 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解(a)和 $\delta^{18}O_{SMOW}-\delta^{13}C_{PDB}$ 图解(b)

(a. 底图据 Sheppard, 1986; b. 底图据杨富全等, 2008 及其引文)

Fig. 8 δD versus $\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram (a) and $\delta^{18}O_{SMOW}$ versus $\delta^{13}C_{PDB}$ diagram (b) of the Huanggang Sn-Fe deposit

(a. after Sheppard, 1986; b. after Yang et al., 2008 and references)

Hoefs, 1997)较接近,显示出碳可能主要来源于地幔。方解石样品的 $\delta^{18}O_{OV-SMOW}$ 值为 $7.5\text{‰} \sim 11.072\text{‰}$, 平均为 9.008‰ , 高于地幔氧同位素值 ($5.7 \pm 0.3\text{‰}$, Taylor, 1974)。方解石样品的 $\delta^{18}O_{SMOW}-\delta^{13}C_{PDB}$ 图解(图 8b)表明,黄岗锡铁矿床的碳主要由岩浆-地幔经溶解作用所提供,且受到了低温蚀变作用和大气降水的影响(王长明等, 2007)。

5.4 成矿物质来源

王莉娟等(2001a; 2001b)提出黄岗矿床中的锡可能主要来自岩浆,而铁主要来自围岩玄武岩。该矿床中辉钼矿的 $\omega(Re)$ 为 $209.7 \times 10^{-6} \sim 300.6 \times 10^{-6}$, 平均为 260.5×10^{-6} , 其高 Re 含量表明,该矿床的成矿流体部分来源于地幔,可能是由于海西晚期大规模壳幔分异和地壳增生的缘故(Mao et al., 2006; 毛景文等, 2008; 周振华等, 2010b)。此外,赵一鸣等(1994)还获得了4件矿石样品的铅同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值,分别为 $18.183 \sim 18.414$ 、 $15.448 \sim 15.690$ 和 $37.897 \sim 38.632$, 在 $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ 图解中,这些样品点都落入地幔与造山带之间,说明了流体的深部物质来源。

本文获得了黄岗矿床内7件硫化物样品的 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 $-4.3\text{‰} \sim 2.7\text{‰}$ (表6),平均为 -0.29‰ , 具有深部来源特征,同时可能受到了后期成矿作用的叠加和改造(陈岳龙等, 2005)。

5.5 成矿作用探讨

流体包裹体研究揭示了黄岗矿床的形成、演化

过程及其矿质沉淀机制(图9):

(1)早白垩世时,大兴安岭地区处于中国东部地壳伸展拉张的大构造背景之下(毛景文等, 1999; 2003, 2005, 2008),岩浆活动强烈。由于岩石圈拆沉作用,幔源物质上涌和底侵,初生的下地壳物质部分重熔,并不断分异演化,在地壳深处形成岩浆房,其温度高达 $1131 \sim 1145\text{℃}$ (Du et al., 2004)。从矿床地质特征来看,矿床明显受断裂控制,NE向深大断裂是成矿流体的通道,由高温岩浆流体产生的成矿流体沿NE向深大断裂不断地运移、上升。

(2)成矿流体在运移过程中,随着温压逐渐降低,在构造挤压向伸展转变的过程中(早阶段矽卡岩体遭到构造破碎、片理化等,晚阶段矿物组合充填于张性裂隙等特点也证明了这一点),由于区域应力场的转变或减少,导致了流体减压沸腾、开放和相分离,从而产生出高盐度、较高黏度的液相流体,以及大量中-低盐度的气液两相流体(Heinrich, 2007; 姚军明等, 2008)。矽卡岩阶段和退化蚀变阶段的包裹体中未发现含 CO_2 包裹体,表明其成矿流体为 $H_2O-NaCl$ 型,而在石英硫化物阶段和碳酸盐阶段出现了含 CO_2 、 CH_4 等多种成分的包裹体,表明流体为 $CO_2(\pm CH_4)-H_2O-NaCl$ 型。

(3)高盐度、较高黏度的液相流体,其向上运移的能力相对弱于中-低盐度的气液两相流体,往往有机会在一定深度下与大气降水流体充分作用,使得本来富 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 F^- 的流体逐渐转变为富 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 的流体,并且,温压、pH值和氧逸度的降低,

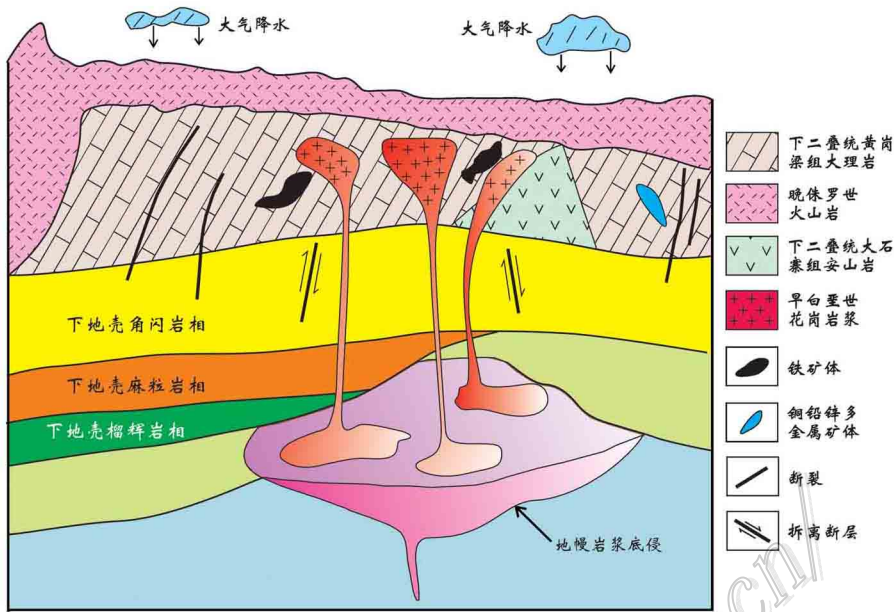


图9 黄冈锡铁矿床成因模式图

Fig. 9 Diagram showing ore-forming model of the Huanggang Sn-Fe deposit

导致部分成矿物质富集沉淀(杨小男等,2008)。在流体运移过程中,当断裂构造的围岩为钙质胶结的碎屑岩(如粉砂岩)时,岩石由于具有较好的渗透性和较强的化学活动性而有利于成矿流体圈蔽和水-岩相互作用的发生,形成了兼有层控和断控特征的矿体(李晶等,2007)。

(4) 早期矿化不仅导致了成矿物质的初步富集,同时,伴随着温度和压力的进一步降低,在 $H_2O-NaCl$ 和 $CO_2(\pm CH_4)-H_2O-NaCl$ 流体体系的共同作用下,使得赋矿大理岩类发生溶解淋失,形成了大量的大小不一的溶洞构造,这些溶洞构造的发育为后期大气降水成矿提供了流体下渗的通道和容矿空间。随后,低温、低盐度的大气降水与中-高温、中-低盐度的流体混合,导致流体降温和稀释,加之岩浆期后热液再次活动,为成矿物质的大规模富集奠定了重要基础(王可勇等,2008),同时,伴随有早期硅化及角砾岩化,并有少量黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿等硫化物的发育。

综上所述,流体减压沸腾和相分离以及流体混合作用可能是黄冈锡铁矿床形成的主要原因。事实上,大多数热液矿床内矿质沉淀的最重要机制是流体相分离和流体混合(Skinner,1979),类似的成矿机制在黄冈矿床所属的大兴安岭南段成矿带内的白音诺铅锌矿、浩布高铅锌矿、布敦花铜矿等矽卡岩型、

斑岩型矿床中都有报道(盛继福等,1995),这类矿床的流体包裹体最重要的特征就是多种压力状态的包裹体共存。当构造裂隙处于闭合时,体系内经常聚积很大的内压,从而引起岩石的爆破,导致体系的开放,随之发生成矿流体的减压沸腾,并往往伴随有后期不同类型成矿流体的混合作用。

6 结论

(1) 黄冈锡铁矿床为典型的矽卡岩型矿床,与成矿有关的包裹体类型复杂,主要有硅酸盐熔融包裹体、富气相水溶液包裹体、富液相水溶液包裹体、含子矿物多相包裹体、富 CO_2 包裹体、含 CO_2 多相包裹体,以富液相水溶液包裹体为主。

(2) 流体包裹体的均一温度和盐度 $w(NaCl_{eq})$ 主要集中于 $220\sim 432\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $1.74\%\sim 22.34\%$,总体上属于高-中温、中-低盐度类型。包裹体的气相成分以 CO_2 及 H_2O 为主,其次为 N_2 、 O_2 和 CH_4 ,有少量 C_2H_2 、 C_2H_4 和 C_2H_6 ;液相成分中,阳离子以 Na^+ 、 K^+ 为主,其次为 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ,阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主,其次为 F^- ,还含有少量 Br^- 、 NO_3^- 。流体属 $CO_2-H_2O-NaCl\pm CaCl_2(KCl)$ 体系。

(3) 成矿流体主要为岩浆水,后期存在大气降水的混入及岩浆期后热液叠加成矿作用。初始成矿

流体由岩浆“初始沸腾”作用形成,流体减压沸腾、开放和相分离及多次不混溶作用可能是成矿的主要原因。

志 谢 野外地质工作期间得到内蒙古黄岗矿业有限责任公司各级领导和地质科同志的大力支持和帮助;流体包裹体测试工作得到中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点开放实验室杨丹副研究员、中国地质大学(北京)流体包裹体室诸惠燕老师、核工业北京地质研究院分析测试研究中心欧光习研究员和张敏工程师的热情指导;审稿专家给论文提出了许多宝贵的修改意见,在此一并表示感谢!

References

- Bai D M and Liu G H. 1996. Regional integrated ore-prospecting model for the Huanggangliang-Ulan Hot copper-polymetallic ore deposit belt [J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 20(6): 444-454 (in Chinese with English abstract).
- Baker E T, McDuff R E and Massoth G J. 1990. Hydrothermal venting from the summit of a ridge axis seamount: Axial volcano, Juan de Fuca Ridge [J]. *J. Geophys. Res.*, 95(12): 843-854.
- Baker T and Lang J R. 2003. Reconciling fluid inclusions, fluids process and fluid source in skarns: An example from the Bismark skarn deposit, Mexico [J]. *Mineralium Deposita*, 38: 474-495.
- Baker T, Achterberg E V, Ryan C G and Lang J R. 2004. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit [J]. *Geology*, 32: 117-120.
- Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids [J]. *Econ. Geol.*, 78: 535-542.
- Bottinga Y and Javoy M. 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 23: 401-418.
- Bozzo A T, Chen J R and Barduhn. 1973. The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide [A]. In: Delyannis A and Delyannis E, eds. Fourth international symposium on fresh water from the Sea [C]. 3: 437-451.
- Calagari A A. 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 179-189.
- Chen Y J, Ni P, Fan H R, Pirajno F, Lai Y, Su W C and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposit [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085-2108 (in Chinese with English abstract).
- Chen Y L, Yang Z F and Zhao Z D. 2005. Isotope geological chronology and geochemistry [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 441p (in Chinese).
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3057-3067.
- Cline J S. 2003. How to concentrate copper [J]. *Science*, 302(5653): 2075-2076.
- Coleman M L, Sheppard T J, Durham J J, Rouse J E and Moore G R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis [J]. *Analytical Chemistry*, 54: 993-995.
- Deng X H, Li W B, Li N, Mi M and Zhang Y. 2008. Fluid inclusion constraints on the origin of Zhifang Mo deposit, Songxian county, Henan province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2133-2148 (in Chinese with English abstract).
- Du Y S, Lee H and Qin X L. 2004. Underplating of Mesozoic mantle-derived magmas in Tongling, Anhui Province: Evidence from megacrysts and xenoliths [J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(1): 131-136.
- Fan H R, Hu F F, Yang K F and Wang K Y. 2006. Fluid unmixing / immiscibility as an ore-forming process in the giant REE-Nb-Fe deposit, Inner Mongolia, China: Evidence from fluid inclusions [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 104-107.
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry [M]. In: Fleicher M, ed. *Geological professional paper*. U. S. Geological Survey. 6th ed. 440.
- Gamo T, Ishibashi J I, Hitoshi S K and Tilbrook B. 1987. Methane anomalies in seawater above the Loihi submarine summit area, Hawaii [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(10): 2857-2864.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution [J]. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study [J]. *Mineralium Deposita*, 39: 864-889.
- Heinrich C A. 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1): 363-387.
- Hezarkhani A. 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28: 409-422.
- Hoefs J. 1997. *Stable isotope geochemistry* [M]. 4rd edition. Berlin: Springer Verlag. 250p.
- Horibe Y, Kim K R and Craig H. 1986. Hydrothermal methane plumes in the Mariana back-arc spreading centre [J]. *Nature*, 324(6093): 131-133.
- Hu S X, Zhou S Z and Liu X S. 1982. *Mineral deposits* [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 254p (in Chinese).
- Ishihara D, Mizuta T, Ishikawa Y, Wang J B, Wang Y W and Wang L J. 2001. Geochemical characteristics of igneous rocks and tin-copper mineralization [R]. Project Final Report of Chinese Research Center for Mineral Resources Exploration, 4: 115-138.

- Ishiyama D, Sato R, Mizuta T, Ishikawa Y and Wang J B. 2001. Characteristic features of tin-iron-copper mineralization in the Anle-Huanggangliang mining area, Inner Mongolia, China [J]. *Resource Geology*, 51: 377-392.
- Johnson A W, Shelton K L, Gregg J M, Somerville I D, Wright W R and Nagy Z R. 2009. Regional studies of dolomites and their included fluids: Recognizing multiple chemically distinct fluids during the complex diagenetic history of lower Carboniferous (Mississippian) rocks of the Irish Zn-Pb ore field: Mineralogy and Petrology [M]. DOI: 10.1007/s00710-008-0038-x.
- Kamvong T and Zaw K. 2008. The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loi Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 624-633.
- Kyser K T. 1986. Stable isotope variations in the mantle [A]. In: Valley J W, Taylor H P, O'Neil J R, eds. *Stable isotopes in high temperature geological processes* [C]. *Reviews in Mineralogy* 16. Washington: Mineral. Soc. Am. 141-164.
- Leng C B, Zhang X C, Qin C J, Wang S X, Ren T and Wang W Q. 2008. Study of fluid inclusions in quartz veinlets in the Xuejiping porphyry copper deposit, Northwest Yunnan, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2017-2028 (in Chinese with English abstract).
- Li J, Chen Y J, Li Q Z, Lai Y, Yang R S and Mao S D. 2007. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2144-2154 (in Chinese with English abstract).
- Li N, Lai Y, Lu Y H and Guo D S. 2008. Study of fluid inclusions and ore genetic type of the Qiyugou gold deposit, Henan [J]. *Geology in China*, 35(6): 1230-1239 (in Chinese with English abstract).
- Lilley M D, de Angelis M A and Gordon L I. 1982. CH₄, H₂, CO and N₂O in submarine hydrothermal vent waters [J]. *Nature*, 300 (5887): 48-50.
- Lin Q C and Liu C Q. 2002. The characteristics of ore-forming fluid of Dongguashan starata-bound skarn Cu deposit and its significance for deposit genesis [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 32(3): 319-324 (in Chinese with English abstract).
- Lin X D. 1999. *Magma-hydrothermal transitional ore deposits* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 139p (in Chinese).
- Liu B and Shen K. 1999. *Fluid inclusions thermodynamics* [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 290p (in Chinese).
- Liu J M, Ye J, Li Y B, Chen X S and Zhang R B. 2001. A preliminary study on exhalative mineralization in Permian basins, the southern Segment of the Da Hinggan Mountains, China-Case studies of Huanggang and Dajing deposits [J]. *Resource Geology*, 51: 345-358.
- Liu J M, Zhang R and Zhang Q Z. 2004. The regional metallogeny of Da Hinggan Ling, China [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 269-277 (in Chinese with English abstract).
- Lu H Z, Fan H W, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. *Fluid inclusions* [M]. Beijing: Science Press. 485p (in Chinese).
- Mao J W, Hua R M and Li X B. 1999. A preliminary study of large-scale metallogenesis and large clusters of mineral deposits [J]. *Mineral Deposits*, 18(4): 291-299 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang Z H, Yu J J, Wang Y T and Niu B G. 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralisation in North China and adjacent areas: Implication from the highly precise dating of ore deposits [J]. *Sciences in China (Series D)*, 46: 838-851 (in Chinese).
- Mao J W, Xie G Q, Zhang Z H, Li X F, Wang Y T, Zhang C Q and Li Y F. 2005. Mesozoic large-scale metallogenic pulses in North China and corresponding geodynamic settings [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 169-188 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Wang Y T, Lehmann B, Yu J J, Du A D, Mei Y X, Li Y F, Zang W S, Stein H J and Zhou T F. 2006. Molybdenite Re-Os and albite ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Cu-Au-Mo and magnetite porphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications [J]. *Ore Geology Reviews*, 29: 307-324.
- Mao J W, Xie G Q, Guo C L, Yuan S D, Cheng Y B and Chen Y C. 2008. Spatial-temporal distribution of Mesozoic ore deposits in south China and their metallogenic settings [J]. *Geological Journal of China Universities*, 14: 510-526 (in Chinese with English abstract).
- McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale [J]. *J. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- Ni P, Rao B, Ding J Y and Zhang L S. 2003. Studies on the synthetic fluid inclusions and their application to laser Raman spectrum analysis field [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 319-326 (in Chinese with English abstract).
- Nojiri Y J, Ishibashi J I, Kawai T Y, Otsuki A and Sakai H. 1989. Hydrothermal plumes along the North Fiji Basin spreading axis [J]. *Nature*, 342(6250): 667-670.
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *J. Chem. Phys.*, 51: 5547-5558.
- Pan F C, Deng J, Yao P, Wang Q F and Liu Y X. 2002. The eruptive origins of copper and multi-metal deposits in the skarns in Jiama, Tibet [J]. *Geoscience*, 16(4): 359-364 (in Chinese with English abstract).
- Qi J P, Chen Y J and Pirajno F. 2005. Geological characteristics and tectonic setting of the epithermal deposits in the northeast China [J]. *J. Mineral. Petrol.*, 25(2): 47-59 (in Chinese with English abstract).
- Rollinson H R. 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation* [M]. New York: Longman Scientific and Technical Limited. 343p.
- Roedder E. 1984. The fluids in salt [J]. *American Mineralogist*, 69: 413-439.
- Sakai H, Des Maccas D J, Ueda A and Moore J G. 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen, and sulfur in ocean-floor basalt [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2433-2442.
- Shao J A, Zhang L Q and Mu B L. 1999. Magmatism in the Mesozoic extending orogenic process of Daxingganling [J]. *Earth Science Frontiers*, 6(4): 339-346 (in Chinese with English abstract).

- Shao J L. 1988. Mineralogy of gold prospecting[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 7-45 (in Chinese).
- Sheng J F, Zhang D Q and Li Y. 1995. Fluid inclusion geochemistry of metallic ore deposits in the south-central sector of the Da Hinggan Mountains in China[J]. Acta Geologica Sinica, 69(1): 56-66 (in Chinese with English abstract).
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. Reviews in Mineralogy, 16: 165-183.
- Skinner B J. 1979. The many origins of hydrothermal mineral deposits [A]. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits[M]. New York: John Wiley & Sons. 1-12.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposits[J]. Econ. Geol., 69: 843-883.
- Vallance J, Fontbote L, Chiaradia M, Markowski A, Schmidt S and Vennemann. 2009. Magmatic-dominated fluid evolution in the Jurassic Nambijia gold skarn deposits (southeastern Ecuador) [J]. Mineralium Deposita, 44: 389-413.
- Wang C M, Zhang S T and Deng J. 2006. The metallogenic space-time structure of copper-polymetallic deposits in the southern segment of Da Hinggan Mountains, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Natural Science Edition), 33(5): 478-484 (in Chinese with English abstract).
- Wang C M, Zhang S T, Deng J and Liu J M. 2007. The exhalative genesis of the stratabound skarn in the Huanggangliang Sn-Fe polymetallic deposit of Inner Mongolia[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 26(5): 409-417 (in Chinese with English abstract).
- Wang K Y, Wang L, Liu Z H and Wang J Y. 2008. Characteristics of fluid inclusions and origin of Gaojiapuzi silver deposit, Liaoning Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(9): 2085-2093 (in Chinese with English abstract).
- Wang L J, Shimazaki H, Wang J B and Wang Y W. 2001a. Ore-forming fluid and metallization of the Huanggangliang skarn Fe-Sn deposit, Inner Mongolia[J]. Science in China (Ser. D), 31(7): 553-562 (in Chinese).
- Wang L J, Shimazaki H and Shiga Y. 2001c. Skarns genesis of the Huanggang Fe-Sn deposit, Inner Mongolia[J]. Resource Geology, 51(4): 359-376.
- Wang L J, Wang J B, Wang Y W and Mao Q. 2001b. Fluid-melt inclusions in fluorite of the Huanggangliang skarn iron-tin deposit and their significance to mineralization[J]. Acta Geologica Sinica, 75(2): 204-211 (in Chinese with English abstract).
- Wang L J, Wang J B, Wang Y W and Shimazaki H. 2002. REE geochemistry of the Huanggangliang skarn Fe-Sn deposit, Inner Mongolia[J]. Acta Petrologica Sinica, 18(4): 575-584 (in Chinese with English abstract).
- Wang Z T, Zhang S W, Sun S R and Li Z J. 1997. Metallogenic evolution character and prospecting potential of the Southeast margin of the Daxinggangling Mts metallogenic province[J]. Geological Exploration For Non-ferrous Metals, 6(Supp.): 4-12 (in Chinese with English abstract).
- Wilkinson J J. 2010. A review of fluid inclusion constraints on mineralization in the Irish ore field and implications for the genesis of sediment-hosted Zn-Pb deposits[J]. Econ. Geol., 105: 417-422.
- Wu G, Sun F Y, Zhao C S, Ding Q F and Wang L. 2007. Fluid inclusion study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenic belt, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2227-2240 (in Chinese with English abstract).
- Xu Z G and Zhang D Q. 1993. Ore-forming tectonic setting background of copper-polymetallic deposits in southeastern Inner Mongolia [A]. In: Symposium of copper-polymetallic deposits in Daxinganling and adjacent areas[C]. Beijing: Seismological Press. 22-41 (in Chinese).
- Xue C J, Zeng R, Liu S W, Chi G X, Qing H R, Chen Y C, Yang J M and Wang D H. 2007. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Zn-Pb deposit, western Yunnan, South China: A review[J]. Ore Geology Reviews, 31: 337-359.
- Yang D, Xu W Y, Cui Y H, Chen W S and Lian Y. 2007. Determination of gaseous components in fluid inclusion samples by two-dimensional gas chromatography[J]. Rock and Mineral Analysis, 26(6): 451-454 (in Chinese with English abstract).
- Yang F Q, Mao J W, Chai F M, Liu F, Zhou G, Geng X X, Liu G R and Xu L G. 2008. Ore-forming fluids and metallogenesis of Mengku iron deposit in Altay, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 27(6): 659-680 (in Chinese with English abstract).
- Yang G S, Wen H J, Hu R Z, Qin C J and Yu W X. 2008. Fluid inclusions of Anqing skarn-type Fe-Cu deposit, Anhui Province[J]. Geochimica, 37(1): 27-36 (in Chinese with English abstract).
- Yang X N, Xu Z W, Gao G, Lu X C, Liu S M and Li H Y. 2008. Fluid inclusion studies of the Chaoshan gold deposit in Tongling, Anhui Province, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(8): 1889-1899 (in Chinese with English abstract).
- Yao J M, Zhao T P, Wei Q G and Yuan Z L. 2008. Fluid inclusion features and genetic type of the Wangpingxigou Pb-Zn deposit, Henan Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(9): 2113-2123 (in Chinese with English abstract).
- Ye J, Liu J M, Zhang A L and Zhang R B. 2002. Petrological evidence for exhalative mineralization: Case studies of Huanggang and Dajing deposits in the southern segment of the Da Hinggan Mountains, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 18(4): 585-592 (in Chinese with English abstract).
- Zhang C Q, Mao J W, Yu J J and Li H M. 2007. Study on fluid inclusion and the metallogenetic mechanism of Chipu Pb-Zn deposit in Sichuan, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(10): 2541-2552 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D Q, Liu Y and Li D X. 1993. Intrusive rocks related to the copper-polymetallic mineralization in the Daxinganling region [A]. In: Zhang D Q and Zhao Y M, ed. Symposium of the copper-polymetallic deposits in Daxinganling and adjacent areas [C]. Beijing: Seismological Press. 50-64 (in Chinese).
- Zhang Y Z, Li X R, Yang H Z and Shao J. 2007. Structural conditions of copper-polymetallic mineralization in the southeast section of Daxin-

- ganling mountains[J]. *Geology and Resources*, 16(1): 38-41 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicate[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 247-263.
- Zhao Y M, Lin W W, Bi C S, Li D X and Jiang C J. 1990. China skarn deposits[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 354P (in Chinese).
- Zhao Y M, Wang D W, Zhang D Q, et al. 1994. Geological conditions and prospecting model of copper metallogenic deposits in the southeastern Inner Mongolia[M]. Beijing: Seismological Press. 231p (in Chinese).
- Zhao Y M and Zhang D Q. 1997. Metallogenic regularity and prospective evaluation of the copper-polymetallic deposits in Daxinganling and adjacent areas[M]. Beijing: Seismological Press. 135-137 (in Chinese).
- Zhou Z H, Liu H W, Chang G X, Lü L S, Li T, Yang Y J, Zhang R J and Ji X H. 2011. Mineralogical characteristics of skarns in the Huanggang Sn-Fe deposit of Inner Mongolia and their metallogenic indicating significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 30(1): 97-112 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Z H, Lü L S, Yang Y J and Li T. 2010a. Petrogenesis of the Early Cretaceous A-type granite in the Huanggang Sn-Fe deposit, Inner Mongolia: Constraints from zircon U-Pb dating and geochemistry[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(12): 3521-3537 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Z H, Lü L S, Feng J R, Li C and Li T. 2010b. Molybdenite Re-Os ages of Huanggang skarn Sn-Fe deposit and their geological significance, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(3): 667-679 (in Chinese with English abstract).
- Zhu H P, Sun F Y, Li B L and Wang L. 2007. Fluid inclusions characteristics and physicochemical condition of Tuolugou cobalt deposit, Qinghai[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 29(4): 351-355 (in Chinese with English abstract).
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型[J]. *岩石学报*, 23(9): 2144-2154.
- 李诺, 赖勇, 鲁颖淮, 郭东升. 2008. 河南祁雨沟金矿流体包裹体及矿床成因类型研究[J]. *中国地质*, 35(6): 1230-1239.
- 林新多. 1999. 岩浆-热液过液型矿床[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 139页.
- 凌其聪, 刘丛强. 2002. 冬瓜山层控夕卡岩型铜矿床成矿流体特征及其成因意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 32(3): 319-324.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 290页.
- 刘建明, 张锐, 张庆洲. 2004. 大兴安岭地区的区域成矿特征[J]. *地质前缘*, 11(1): 269-277.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 485页.
- 毛景文, 华仁民, 李晓波. 1999. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. *矿床地质*, 18(4): 291-299.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 王义天, 牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示[J]. *中国科学(D辑)*, 33(4): 289-299.
- 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景[J]. *岩石学报*, 21(1): 169-188.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 袁顺达, 程彦博, 陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境[J]. *高校地质学报*, 14(4): 510-526.
- 倪培, 饶冰, 丁俊英, 张林松. 2003. 人工合成包裹体的实验研究及其在激光拉曼探针测定方面的应用[J]. *岩石学报*, 19(2): 319-326.
- 潘凤雏, 邓军, 姚鹏, 王庆飞, 刘玉祥. 2002. 西藏甲马铜多金属矿床夕卡岩的喷流成因[J]. *现代地质*, 16(4): 359-364.
- 祁进平, 陈衍景, Franco Pirajno. 2005. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景[J]. *矿物岩石*, 25(2): 47-59.
- 邵济安, 张履桥, 牟保磊. 1999. 大兴安岭中生代伸展造山过程中的岩浆作用[J]. *地质前缘*, 6(4): 339-346.
- 邵洁莲. 1988. 金矿找矿矿物学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 7-45.
- 盛继福, 张德全, 李岩. 1995. 大兴安岭中南段金属矿床流体包裹体研究[J]. *地质学报*, 69(1): 56-66.
- 王长明, 张寿庭, 邓军. 2006. 大兴安岭南段铜多金属矿成矿时空结构[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 33(5): 478-484.
- 王长明, 张寿庭, 邓军, 刘建明. 2007. 内蒙古黄岗梁锡铁多金属矿床层状夕卡岩的喷流沉积成因[J]. *岩石矿物学杂志*, 26(5): 409-417.
- 王可勇, 王力, 刘正宏, 汪建宇. 2008. 辽宁高家堡子大型银矿床流体包裹体特征及矿床成因[J]. *岩石学报*, 24(9): 2085-2093.
- 王莉娟, 岛崎英彦, 王京彬, 王玉往. 2001a. 黄岗梁夕卡岩型铁锡矿床成矿流体及成矿作用[J]. *中国科学(D辑)*, 31(7): 553-562.
- 王莉娟, 王京彬, 王玉往, 毛骞. 2001b. 黄岗梁夕卡岩型铁锡矿床萤石中流体-熔融包裹体及对矿床成因研究的意义[J]. *地质学报*, 75(2): 204-211.

附中文参考文献

- 白大明, 刘光海. 1996. 黄岗梁-乌兰浩特铜多金属成矿带区域综合找矿模式[J]. *物探与化探*, 20(6): 444-454.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. *岩石学报*, 23(9): 2085-2108.
- 陈岳龙, 杨忠芳, 赵志丹. 2005. 同位素地质年代学与地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 441页.
- 邓小华, 李文博, 李诺, 糜梅, 张颖. 2008. 河南嵩县纸房铜矿床流体包裹体研究及矿床成因[J]. *岩石学报*, 24(9): 2133-2148.
- 胡受奚, 周顺之, 刘孝善. 1982. 矿床学[M]. 北京: 地质出版社. 254页.
- 冷成彪, 张兴春, 秦朝建, 王守旭, 任涛, 王外全. 2008. 滇西北雪鸡坪斑岩铜矿流体包裹体初步研究[J]. *岩石学报*, 24(9): 2017-2028.

- 王莉娟,王京彬,王玉往,岛崎英彦. 2002. 内蒙黄岗梁夕卡岩型铁锡矿床稀土元素地球化学[J]. 岩石学报, 18(4):575-584.
- 王之田,张树文,孙树人,李忠军. 1997. 大兴安岭东南缘成矿集中区成矿演化特征与找矿潜力[J]. 有色金属矿产与勘查, 6(增刊):4-12.
- 武广,孙丰月,赵财胜,丁清峰,王力. 2007. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23(9):2227-2240.
- 徐志刚,张德全. 1993. 内蒙古东南部铜多金属矿床成矿构造背景[A]. 见:大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集[C]. 北京:地震出版社. 22-41.
- 杨丹,徐文艺,崔艳合,陈伟十,连玉. 2007. 二维气相色谱法测定流体包裹体中气相成分[J]. 岩矿测试, 26(6):451-454.
- 杨富全,毛景文,柴凤梅,刘锋,周刚,耿新霞,刘国仁,徐林刚. 2008. 新疆阿勒泰蒙库铁矿床的成矿流体及成矿作用[J]. 矿床地质, 27(6):659-680.
- 杨光树,温汉捷,胡瑞忠,秦朝建,于文修. 2008. 安庆夕卡岩型铁铜矿床流体包裹体研究[J]. 地球化学, 37(1):27-36.
- 杨小男,徐兆文,高庚,陆现彩,刘苏明,李海勇. 2008. 安徽铜陵铜山金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 24(8):1889-1899.
- 姚军明,赵太平,魏庆国,原振雷. 2008. 河南王坪西沟铅锌矿床流体包裹体特征和矿床成因类型[J]. 岩石学报, 24(9):2113-2123.
- 叶杰,刘建明,张安立,张瑞斌. 2002. 沉积喷流型矿化的岩石学证据——以大兴安岭南段黄岗和大井矿床为例[J]. 岩石学报, 18(4):587-592.
- 张长青,毛景文,余金杰,李厚民. 2007. 四川甘洛赤普铅锌矿床流体包裹体特征及成矿机制初步探讨[J]. 岩石学报, 23(10):2541-2552.
- 张德全,刘勇,李大新. 1993. 大兴安岭地区与铜多金属成矿有关的侵入岩[A]. 见:张德全,赵一鸣,主编. 大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集[C]. 北京:地震出版社. 50-64.
- 张永正,李秀荣,杨宏智,邵军. 2007. 大兴安岭东南段铜多金属成矿构造条件[J]. 地质与资源, 16(1):38-41.
- 赵一鸣,林文蔚,毕承思,李大新,蒋崇俊. 1990. 中国夕卡岩矿床[M]. 北京:地质出版社. 354页.
- 赵一鸣,王大畏,张德全,等. 1994. 内蒙古东南部铜多金属成矿地质条件及找矿模式[M]. 北京:地震出版社. 231页.
- 赵一鸣,张德全. 1997. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价[M]. 北京:地震出版社. 135-137.
- 周振华,吕林素,杨永军,李涛. 2010a. 内蒙古黄岗锡铁矿区早白垩世A型花岗岩成因:锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学制约[J]. 岩石学报, 26(12):3521-3537.
- 周振华,吕林素,冯佳睿,李超,李涛. 2010b. 内蒙古黄岗夕卡岩型锡铁矿床辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 26(3):667-679.
- 周振华,刘宏伟,常帼雄,吕林素,李涛,杨永军,张瑞军,纪显合. 2011. 内蒙古黄岗锡铁矿床夕卡岩矿物学特征及其成矿指示意义[J]. 岩石矿物学杂志, 30(1):97-112.
- 朱华平,孙丰月,李碧乐,王力. 2007. 青海驼路沟钴矿床流体包裹体及成矿物理化学条件[J]. 地球科学与环境学报, 29(4):351-355.