

根据矿物包体研究 试论弓长岭二矿区磁铁富矿的成因及找矿标志

中国科学技术大学

李秉伦 李学明 崔贤富 汪芝兰 刘有梅

弓长岭铁矿二矿区在该矿的西北部,又可分为西北、中央及东南三个区。本文根据矿物流体包体的初步研究所提供的信息和有关实验资料,结合矿区地质,对矿床成因提出一些粗浅看法。

一 矿区地质概况

铁矿位于弓长岭复背斜东北翼。鞍山群地层呈北西—南东向的条带状分布于混合岩内,遭受区域变质作用,属角闪岩相。据最近用 K-Ar 等时线法测定的同位素年龄*是:含矿岩系的角闪岩和片岩为 16.6 亿年,靠近含矿岩系的上下混合岩为 17 亿年,较远的下混合岩为 18.69 亿年,用 U—Pb 法测定矿区外围麻峪花岗岩(是上混合岩的外延部分)的锆石为 18.21 亿年。这些年龄数据说明,上下混合岩及鞍山群区域变质岩石是同期形成的,都是吕梁运动时期的产物。从表面数据

来看,似乎存在下述趋势:距含矿岩系远的混合岩形成的时间较早。如果这种现象确实存在,则在混合岩区可能存在混合岩化中心地带,随着时间的推移,混合岩化作用不断向外扩展,以致包围了现存的含矿岩系。

矿区内岩层层序自上而下为(图 1):上混合岩、硅质岩层、上含铁带[包括第四层到第六层铁矿($Fe_4 \sim Fe_6$)及其间的斜长角闪岩]、标志层[黑云母石英钠长片岩夹第三层铁矿(Fe_3)]、下含铁带[包括第一、第二层铁矿(Fe_1 、 Fe_2)及片岩]、石英斜长角闪岩层及下混合岩。

矿区内岩层为倾向北东、倾角 $60 \sim 80^\circ$ 的单斜。主要的控矿构造为 Fe_6 磁铁贫矿层下盘的走向逆断层带。此断层带延长 2 公里以上,延深 1 公里多,走向为北西 $20 \sim 60^\circ$,倾

* 见 1971 年中国科技大学地化专业陈江峰等同志关于弓长岭地区同位素年龄报告。

矿,目前在我国是个新课题。从去年到今年,五一五队和五一九队地质、物探工作人员,怀着攀登地质科学新高峰的雄心壮志,认真分析研究我国北方具有生成这种富铁矿的各种有利条件,在冀东地区全面系统地开展了成矿条件的研究。他们采用钻探、磁法、电法、重力等多种手段,联合作战,在近千平方公里的地面上,大搞调查研究,取得了几十万个数据,搜集了大量的第一性资料,对物探异常进行了综合推断解释。经过近两年来的实践,首次发现了寻找风化淋滤型富铁矿的有利地段。与此同时,五一四队科技人员在五一九队的配合下,在冀北一带,也展开了另一个新课题——寻找陆相火山岩型和海相火山岩型富铁矿的研究工作,并于最近在一个施工点上见到了这类富铁矿。这些,都为新区的普查找矿展示了可喜的前景。

英明领袖华主席关于科技工作的重要指示,极大地鼓舞着公司广大科技人员和职工群众,他们表示:我国幅员辽阔,矿藏丰富,各种类型的矿床,国外有的,我们要逐个找到,国外没有的,我们也要找出来,一定要为高速度发展我国的钢铁工业,当好侦察兵,为落实英明领袖华主席抓纲治国的战略决策,实现四个现代化贡献力量。(蔡向阳 郭巨忠执笔)

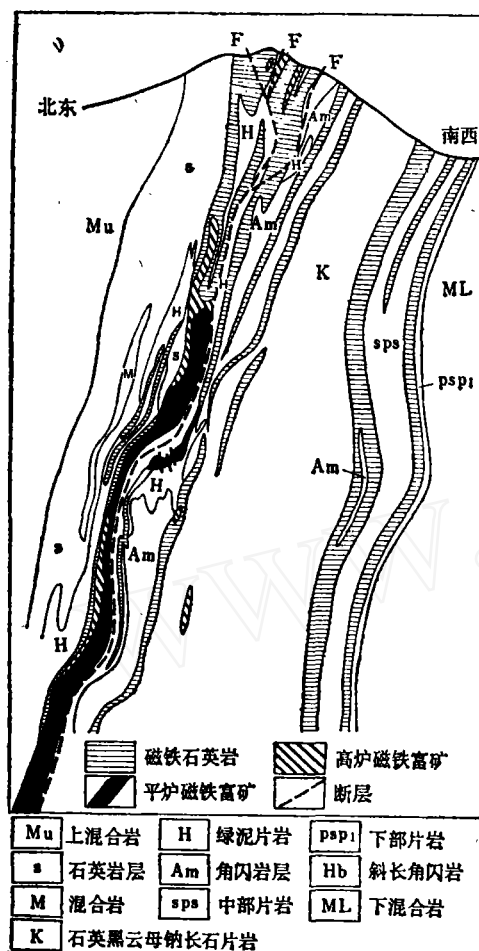


图1 弓长岭铁矿二矿区地质剖面图

向北东,倾角 $60\sim 90^\circ$ 。沿此断层带,在 Fe_3 磁铁贫矿层中分布着本区最大的磁铁富矿体。在西北区和中央区的 Fe_4 和 Fe_5 以及东南区的 Fe_2 中,也有较小的磁铁富矿体。

富矿体以磁铁矿为主,间或夹有少量赤铁矿和微量黄铁矿或磁黄铁矿。矿体上部除上述矿物外,还有石英。矿石具致密块状结构。矿体下部则变为疏松结构的、几乎全为磁铁矿单矿物矿石。因此,上部多为高炉富矿石,下部多为平炉富矿石。靠近富矿体外侧,伴生着各种蚀变岩,其中广泛产有颗粒较大的自形磁铁矿、紫红色铁铝榴石、暗绿色角闪石和绿泥石等矿物,局部还有黑云母、钠长石、电气石、菱铁矿及硫化物矿

物。它们以不同的组合构成各种蚀变岩。靠近富矿体上盘的硅质岩层(石英岩)中,也常有星点状磁铁矿、铁铝榴石、角闪石和绿泥石等交代矿物。沿片理还分布有大量的石英脉。当角闪岩接近富矿体时,渐变为绿泥石化角闪岩和黑云母石榴石绿泥岩。蚀变岩的片理,平行于富矿体的外形。围岩蚀变强度常与富矿体发育程度成正比,即其围岩蚀变强烈,富矿体常较大。

弓长岭地区蚀变岩(黑云母绿泥片岩、石榴石云母片岩)的K—Ar等时年龄也是16.6亿年,但蚀变岩是交代区域变质岩石形成的,因此本矿区的混合岩、区域变质岩及蚀变岩,虽然都是吕梁运动时期的产物,但热液成因的蚀变岩是在混合岩和区域变质岩石之后形成的。

二 矿物的包体特征

本矿区各种透明矿物的包体有如下特征:

1.区内广泛分布的普通角闪石、镁铁闪石、石榴石等矿物,经过仔细观察,至今尚未发现流体包体。只有石英中有包体,但十分微小,大部分包体直径均小于 5μ ,较大者可达 $10\sim 15\mu$ 。

2.包体以椭圆形为主,次为不规则状、石英负晶状和柱状,其分布主要有三种:①沿一定的晶体方位生长(如平行C轴方向);②在晶粒中呈星点状散布,但边部较中间多;③沿裂隙呈带状分布,此类较多。

3.从物相上看,石英中包体可分为:①一相包体(因为在冷冻时没有冻结现象,故推测为气相);②二相包体,包括分布普遍的气液包体和少见的液固包体;③多相包体,包括气液固三相包体,富含 CO_2 的一气二液三相包体和一气二液一固四相包体。包体中的固相多为无色透明的立方体,光性为均质体,折光率与石英相近,故定为食盐($NaCl$)。包体中的气泡多呈布朗运动,包体中较小者尤

为显著。

4. 在未经或稍受热液作用的矿层和岩层中的石英, 其中包体一般甚小, 形状较规则, 气液比值较大, 并有较多的一相包体, 呈暗灰色。而受到强烈热液作用的岩层和矿层中的石英, 其中包体较大, 形状有许多是不规则的, 气液比值较小, 有许多含食盐晶体, 呈浅灰或稍带玫瑰色, 多分布在与矿石或岩石条带构造方向斜交的裂隙附近。

三 矿物包体的爆裂温度

样品采自弓长岭二矿区三个剖面: ①西北区Ⅳ—Ⅴ勘探线之间的地表及其对应的110米中段上含铁带的矿层和变质岩; ②中央区XV勘探线地表(235米)的下混合岩到

上混合岩及其对应的—60米和—160米中段的上含铁带; ③东南区中山东南大沟与XXⅢ勘探线斜交的地表剖面上的上混合岩、硅质岩层、Fe₀赤铁矿及Fe₁、Fe₂磁铁贫矿。从采集的样品中挑选出100块标本, 选出石英、磁铁矿、赤铁矿、石榴石和角闪石等主要矿物做为测试样品。

测温方法采用爆裂法。经过一系列试验, 表明在本矿区的主要矿物中, 只有石英可以记录到明显的爆裂信号, 其他矿物则无明显的或没有爆裂信号, 这与在包体薄片上只在石英中有气液包体的观察结果是一致的。现将测得石英包体爆裂温度数据归纳后列入表1, 并将测得结果按不同剖面绘图表示于图2、图3和图4。

石英中包体的爆裂温度

表1

岩石或矿石名称	采样地点	测定样品数	爆裂温度范围(°C)	平均温度及标准偏差, °C
下部混合岩	中央区XV线地表	4	360~367	364±2
下含铁带的岩石和矿石	中央区XV线及西北区Ⅳ—Ⅴ线地表	3	357~362	360±2
上含铁带的矿石和蚀变岩	"	9	350~355	352±1
硅质岩层中的石英脉及石英团块	中央区XV线地表及东南区XXⅢ线地表	4	345~355	350±2
上部混合岩	东南区及中央区地表	4	360~370	366±2
上部混合岩中的伟晶岩	东南区地表	1	350	
上含铁带中的伟晶岩	中央区XV线地表	1	360	
上含铁带中的石榴石石英块体	"	1	340	
下混合岩与下含铁带间的块状石英脉	从中央区断续延至东南区, 地表	1	320	
赤铁矿	东南区XVⅢ线地表	1	372	
赤铁矿中的镜铁矿石英脉	"	1	350	
硅质岩层中的云母石英片岩	中央区XV线地表	3	365~370 ¹	
上含铁带的岩石和矿石	中央区XV线—60米坑道	3	345~356	351±3
	中央区XV线—160米606穿	7	358~365	360±2
	中央区XV线—160米608穿	2	365~370	
	西北区110米6穿	1	350	
	中央区XV线—160米606穿	1	407 (角闪石)	
Fe ₄ 上盘硅质岩层	西北区110米8穿	1	385 (长石)	

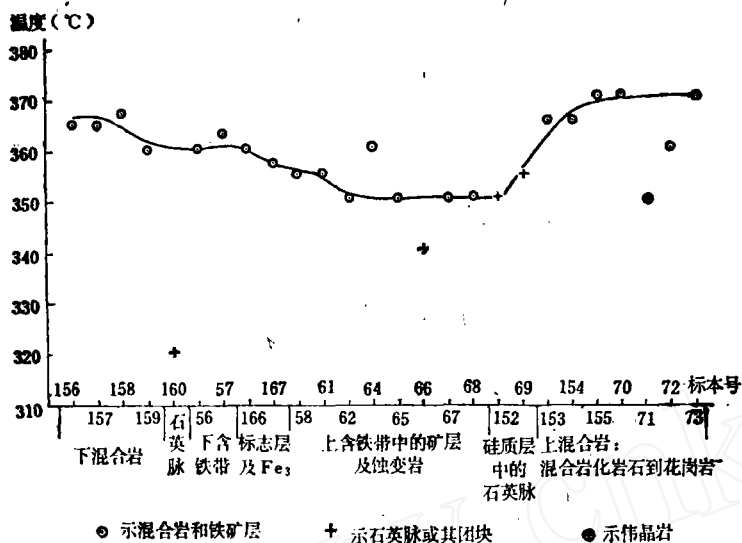


图2 中央区XV线地表石英包体爆裂温度变化剖面图

根据上述图表, 可得如下结果:

1. 成岩成矿温度: 矿物的包体是在矿物形成时的温度和压力下封存的成岩成矿溶液, 而爆裂温度是在常压下测定的, 它与矿物形成时的压力有相当大的差别, 所以爆裂

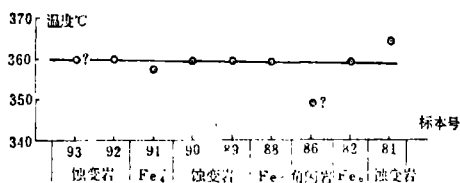


图3 中央区XV线—160米中深606号石英包体爆裂温度变化剖面图
(图例同图2, 有问号者, 示爆裂曲线不清楚)

温度加上因压力不同所引起的温度偏差, 才是矿物形成时的温度。根据同位素年龄测定, 本区区域变质及混合岩化作用是发生在

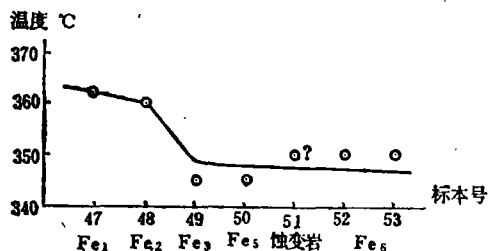


图4 西北区IV—V线之间地表石英包体爆裂温度变化剖面图
(图例同图2)

吕梁运动期, 而区测资料表明, 在本区附近, 鞍山群地层上覆的辽河群岩层厚约8000米, 即上覆压力约为2千巴。根据冷冻法测出的包体盐度(图6), 利用列姆宁等(1961)的改正曲线得到下列成岩成矿的温度数据: 混合岩为560°C, 下含铁带(代表区域变质温度)为580°C。可以认为区域变质作用和混合岩化作用时的温度为570°C左右。磁铁

富矿及蚀变岩为535°C。硅质岩层中的石英脉和混合岩中的伟晶岩均为530~545°C。

2. 由图2可以看出: 从混合岩经区域变质岩石和磁铁贫矿, 到热液富集的磁铁富矿, 其石英中包体爆裂温度是逐渐降低的。对混合岩与区域变质岩石和矿石的爆裂温度, 做t—检验, 当置信度为95%时, 无显著差异, 即二者形成时, 温度没有差别, 这反映出本区地层发生混合岩化作用的条件, 不是温度和压力, 主要是原岩成分。斜长角闪岩及磁铁石英岩在混合岩化过程中, 表现出较大的稳定性。从爆裂温度最高的混合岩到爆裂温度最低的磁铁富矿, 温差为20°C。对混合岩、区域变质岩石与磁铁富矿、蚀变岩的爆裂温度, 做t—检验, 当置信度为95%时, 有明显差异, 即二者形成时, 温度是不同的, 是两个成岩成矿阶段的产物。

3. 西北区IV—V勘探线和中央区XV勘探线地表的Fe₁和Fe₂磁铁贫矿, 以及东南区中山剖面的Fe₆赤铁矿, 因为都未受到热液影响, 它们的爆裂温度可以代表区域变质作用的爆裂温度, 从西北区到东南区相距3公里, 但温度只从362°C变到372°C, 相差很小。

4. 在XV勘探线上受热液强烈影响的上含铁带, 其石英中的包体爆裂温度, 在地表(+235米)为350℃左右(见图2); 在-160米中段为360℃(见图3); 两者高差约400米, 则温度只有10℃变化, 这可能是地温梯度的反映, 不是成矿温度的差别。比较图2和图4可知, 从西北区到中央区相距约2公里, 磁铁富矿的爆裂温度稳定在350℃左右。即无论在水平方向上, 还是在延深方向上, 爆裂温度均无变化。

5. 东南区Fe₂赤铁贫矿, 经多次测定, 大部分矿石中的石英, 没有爆裂反映, 只有个别样品的爆裂温度为372℃, 接近区域变质温度, 可能为区域变质作用形成的。镜铁石英脉中石英的爆裂温度为350℃, 在靠近镜铁石英脉附近的赤铁贫矿, 具有赤铁矿增多、粒度变粗、石英减少和条带构造消失等现象。此种赤铁富矿可能也是受热液作用形

成。赤铁富矿和磁铁富矿, 虽然分布在不同地区, 但都在第六层贫铁矿中形成, 根据程裕祺同志的观察, 发现“两者相接触处, 局部赤铁富矿插入并交代了磁铁富矿, 说明前者生成较晚”, 是两次成矿作用形成。

四 矿物包体的盐度

我们采用冷冻法, 利用自制的冷冻台, 对弓长岭铁矿二矿区上、下混合岩及其中的伟晶矿, 一至六层铁矿, 以及产在硅质岩层中的石英脉等岩石和矿石中的石英气液两相包体, 进行了将近200次盐度测定, 获得了70个盐度数据。现归纳列如表2。

测得的盐度数据表明, 本矿区内石英中包体的盐度变化很大, 从1.5%氯化钠当量到过饱和溶液(食盐晶体)都有出现。根据地质条件, 将铁矿层和硅质岩层中石英包体的盐度进行统计分析, 做成石英包体盐度频

石英中包体盐度测定结果

表 2

岩石、矿石名称及产状	测定次数	盐度: NaCl重量百分当量			薄片中有无三相包体
		变化范围	平 均	标准偏差	
下混合岩	6	16.5~25.5	21.2	±1.3	有
下混合岩中的伟晶岩	6	11.1~26.3	18.5	±2.6	有
Fe ₂ 磁铁贫矿石	8	7.5~10.3	9.3	±1.7	未 见
Fe ₂ 磁铁贫矿石	4	4.5~9.6	6.9	±1.1	偶 见
Fe ₂ 磁铁贫矿石	4	9.8~14.0	13.0	±1.1	偶 见
Fe 磁铁贫矿石*	1 4	18.3 5.8~11.7	18.3 9.0	±2.4	有 有
Fe ₂ 磁铁矿石	8	18.0~19.3	18.8	±0.5	很 多
Fe ₂ 磁铁矿石	4 12	15.3~20.3 1.5~11.5	17.2 7.5	±1.1 ±1.0	有 有
硅质岩层中的石英块体	3	13.2~19.5	18.0	±2.1	未 见
上混合岩中的伟晶岩	6	5.0~24.0	16.9	±3.5	有
上混合岩	5	10.8~23.5	18.8	±2.8	有
Fe赤铁富矿石	8	9.8~17.0	13.1	±2.1	未 见
赤铁贫矿石中的镜铁石英脉	6	10.8~23.5	14.6	±1.8	有

* 据包体盐度频数分布(图5)特点, 将盐度大于及小于13%的数据分别平均。

数图(图5),得到两个峰值,分别为10%和>20%(因为盐度在20%~26%的冰点不易测出,而实际上薄片中共见有许多含NaCl晶体的包体,故推测盐度>20%的出现频数,应大于20%盐度出现的频数)及一个谷值约为13%。由此反映出有以谷值为分界点的两类包体存在。将盐度大于和小于13%的数据分别取其平均值,按地质剖面次序,把这些平均值和上、下混合岩及其伟晶岩中的石英包体盐度平均值,表示在图上(图6),得出曲线I和II。显然,曲线I反映了低盐度包体的盐度平均值的上限,曲线II反映了高盐度平均值下限。第三层铁矿的石英包体盐度平均值较高,可能由于围岩是含钾钠较高的黑云母石英钠长粒岩之故。产在混合岩中的伟晶岩,其石英包体盐度变化很大,从5%到26.3%,这可能是伟晶岩的结晶时间长,溶液的盐度不断发生变化的结果,故盐度采用了所有数据的平均值。

从图6明显可见,代表没有明显受到热液活动的第一和第二层铁矿石中的包体盐度点,分布在曲线I附近。因此,曲线I的盐度,可能代表区域变质作用所形成的包体盐度。而曲线II通过了受到热液强烈作用的上含铁带、硅质岩层、上混合岩及其中伟晶岩的石英包体平均盐度点,呈一连续曲线,

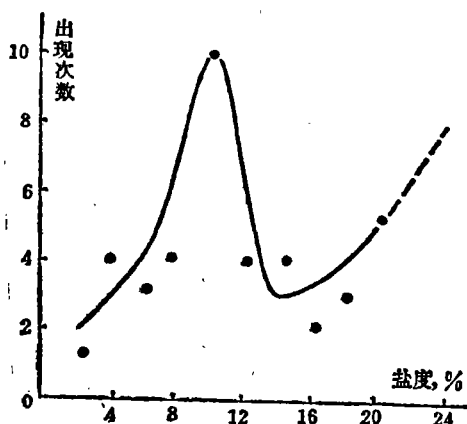


图5 包体盐度频率分布曲线

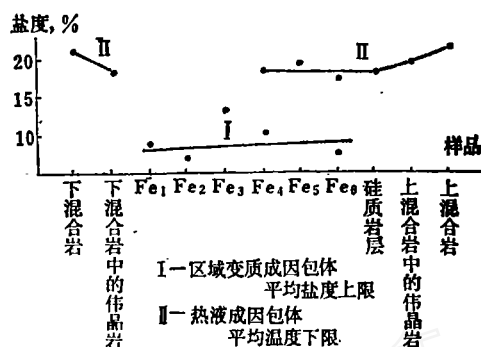


图6 XV线地质剖面平均盐度变化曲线

其盐度从混合岩向上含铁带逐步降低。由此,推测曲线II的盐度,代表热液形成的石英包体的盐度。

五 讨 论

根据矿区地质情况、矿物中包体的研究以及物理化学实验、化学热力学计算资料,主要讨论三个问题:

1. 区域变质作用、混合岩化作用和热液作用之间的关系 由矿区混合岩和区域变质岩石中的石英包体的研究得知,它们的形成温度基本相同,大约都在570℃左右,而成岩成矿压力约为2千巴。根据同位素年龄测定,它们都在距今约17亿年前形成,是吕梁运动时期的产物。因此,本区混合岩化作用,是与区域变质作用中角闪岩相相同的温压条件下进行的,是同期产物。混合岩就是原岩受花岗质岩浆或与之有关流体的渗透、注入或交代作用而成的粒度较粗的特殊变质岩。这种外界物质加入的难易,因原岩成分和组织构造而有显著不同。原岩为磁铁矿石岩或石英粒岩时,最不易受花岗质岩浆及有关流体的影响和同化;其次是角闪岩。而其他岩石则较易受到影响和同化。本区在混合岩中呈带状出露的含铁变质岩层,就是鞍山群岩层经混合岩化作用后的残余部分。

包体测温、包体盐度测定及同位素年龄数据说明,混合岩化作用和热液作用之间具

有继承关系。热液来自混合岩化,不是来自区域变质作用所派生的变质水,根据如下:

(1)混合岩化与热液作用的时序和温度变化趋势一致。仔细分析包体的爆裂温度和同位素年龄数据,可进一步看出:从麻峪的混合花岗岩(367°C)到本矿区的混合岩($364^{\circ}\pm 2^{\circ}\text{C}$),经过区域变质岩及下含铁带($360^{\circ}\pm 2^{\circ}\text{C}$),到热液成因的磁铁富矿和蚀变岩($352^{\circ}\pm 1^{\circ}\text{C}$),在温度数值上表现出逐渐降低的趋势。与此相对应的同位素年龄数据及各地质体的时序关系,表现出由老到新的形成时间顺序。说明混合岩化作用和热液作用是一个整体,其间是继承关系,是随着时间的推移,混合岩化不断进行,形成温度逐渐降低,最后发展到热液作用。

(2)盐度变化的连续性,证明热液来自混合岩。观察混合岩、伟晶岩、硅质岩层和磁铁富矿的石英中的包体,看到许多有食盐晶体,说明这些包体内溶液的盐度是过饱和的。盐度测定结果也表明,即使气液两相包体,其盐度也比磁铁贫矿石英包体溶液的盐度高。混合岩与磁铁富矿中的石英包体盐度,不但在数值上极为相近,在地质剖面上的盐度变化也具有明显的连续性。与此相反,而与区域变质形成的磁铁贫矿中的石英包体盐度,在数值上相差很大,在地质剖面上的盐度变化也是不连续的(见图6)。这显示出混合岩化作用中分异出来的高盐度溶液,随着时间的推移,向温压较低的方向迁移(流动或扩散),从而否定了热液来自区域变质作用的可能性。

(3)在花岗质岩浆结晶过程中,可以析出高盐度的溶液。在岩浆—变质作用中能否提供高盐度溶液的问题,已由基林(L.A. Kilg, 1972)等人的实验得到了肯定的回答。实验温度恒定在 700°C 和 750°C ,压力选定为2、4、6、8千巴,在氯化物(NaCl 、 KCl 和 CaCl_2)水溶液中,使页岩和硬砂岩部分熔化。当熔体具有花岗岩—花岗闪长岩

成分时,分析熔体和溶液的氯化物含量。结果表明:在与花岗质或闪长岩质熔体平衡的水溶液中,具有极高的盐度。例如,在2千巴时,含有饱和水的花岗质岩浆,从熔融温度缓慢地冷却下来,最早分出的水相中所含的氯离子是初始岩浆的42倍。并且随着熔体的结晶,水相中氯离子的含量逐渐降低。实验结果不仅证明在花岗质岩浆结晶过程中,有分异出高盐度水溶液的可能,而且还可解释本矿区包体盐度变化大的原因。即在形成混合岩的花岗质岩浆结晶过程中,不断分异出盐度不同的水溶液。这种水溶液被矿物封存,因此形成了各种盐度的包体。

由此证明热液是从形成混合岩的花岗质岩浆结晶作用中分泌出来的。

2.有关磁铁富矿的形成问题 主要讨论形成方式、热液性质、成矿环境和形成机理。

(1)富矿形成方式 本区磁铁富矿早已提出属于高温热液矿床,并由勘探工作证实,为人们所公认。至于铁质来源和形成方式,我们认为还有讨论的必要。根据近来的工作结果,有下列事实提请注意:

①本区磁铁富矿体,毫无例外地分布在与矿层产状近于平行的较大的逆断裂带附近磁铁贫矿中。这种断裂带不仅提供了热液通路,而且增大了热液与贫矿的接触面,为磁铁富矿的形成创造了有利条件。

②矿石的质量和结构在空间上有明显变化。在矿体上部,主要矿石矿物为磁铁矿,间杂少量赤铁矿和微量黄铁矿或磁黄铁矿。此外,还含有一定数量的石英及其他硅酸盐矿物,组成致密块状矿石。在矿体下部,矿石几乎由磁铁矿单矿物组成,有时含有少量的硫化物矿物、碳酸盐矿物、铁闪石、绿泥石和石英等。结构十分疏松,这是贫矿去硅的结果。

③富矿中半自形的磁铁矿,在外形上与贫矿中他形到半自形的磁铁矿稍有不同,粒

度上有所增大。这与热液交代形成的蚀变岩中的粒度大的自形磁铁矿完全不同。因此推测：富矿中的磁铁矿主要是因袭贫矿中的磁铁矿生成的。而热液淋滤磁铁矿时，带走石英，留下磁铁矿，热液中的铁质又使磁铁矿粒度增大。

④在包体中，至今尚未发现含铁的子矿物，说明热液含铁质不是很多。另外有工业价值的磁铁富矿，毫无例外地分布在磁铁贫矿中，从而也否定了富铁热液交代富集成矿的假说。

⑤根据包体测温得知，富矿中石英包体的爆裂温度为352℃，在富矿体附近分布的石英脉，爆裂温度在320℃~350℃之间，其温度随着与富矿体的距离增加而降低。因此认为，形成这些石英脉的材料，很可能是热液从贫矿中带出来的。

以上事实充分说明，本矿区磁铁矿不是由贫铁矿经含铁热液交代富集生成，而是由贫铁矿经热液淋滤富集而成。铁质主要来自贫矿，不是来自热液。

(2) 热液性质和成矿环境 富矿中的石英，普遍存在气液两相包体，还有富含CO₂的两液一气的三相包体，其盐度都很高。在富矿与蚀变岩中，广泛分布着磁铁矿、角闪石、铁闪石、绿泥石和黑云母，以及少量的钠长石、电气石、菱铁矿和黄铁矿等矿物。其中有些矿物已由实验证明是在还原环境和碱—中性溶液中形成的。菱铁矿和富含CO₂包体的存在以及电气石的出现，又说明了热液中还含有一定数量的碳酸根和硼酸根。因此，在本区与富矿形成有关的成矿热液，是一种高盐度的含一定数量碳酸根和硼酸根的碱性溶液。

前已述及，富矿的成矿温度为535℃，成矿压力约为2千巴。富矿中石英包体的爆裂温度也反映出深成特点。和中、浅成热液矿床不同，它的爆裂温度在广阔的空间内基本上没有变化，本矿床应属于深成、高温热液

矿床。因此，成矿作用是在深成、高温、还原性的环境中进行的。

(3) 磁铁富矿的形成机理 上述热液的化学性质和成矿环境，如何使贫矿经热液淋滤富集成为富矿呢？从大家都熟悉的PH-Eh图解可知，磁铁矿只能在还原条件下的碱性溶液中稳定。这种图解是用标准状态的热力学数据计算出来的，但在高温高压下可以作为定性上的参考。因此，说明碱性热液不仅不能溶解磁铁矿，相反，热液中的铁质还会使磁铁矿粒度增大。关于石英的溶解度实验，已累积大量资料：在碱金属碳酸盐和NaOH溶液中有很高的溶解度；而在NaCl和KCl溶液中要比在水中的溶解度高一些。如果溶液浓度一定，石英的溶解度则随温压的升高而增加。

从热液性质的讨论中，已知成矿热液是一种高盐度的、含一定数量碳酸根和硼酸根的碱性溶液。这种热液，在高温高压和还原环境下，与贫矿作用时，石英因淋滤而迁移，磁铁矿因稳定而富集。

3. 富矿形成的主要地质条件和找矿标志

(1) 既然富矿是由贫矿经热液淋滤富集而成，因此形成大型富矿，就需要有厚大的贫矿层作基础。

(2) 含矿岩系中的斜长角闪岩及贫矿中的角闪石，容易和成矿热液反应，形成蚀变矿物，析出钙和钠，从而相对地增强了热液的碱性，增强了石英的淋滤作用。同时因蚀变反应的发生，岩石和矿石的透水性增加，又有利于热液的渗透。

(3) 在倾角大、延伸深的贫矿层及其附近的围岩中，有成矿同时或稍早的延深大、倾斜陡的走向逆断层或断层带，是形成富矿最有利的构造。因为来自深处的混合岩化成矿热液，只有通过延伸大的构造断裂（断层、层间裂隙、贫矿中条带间的微细裂隙等）而上升，成为热液的运行通道。这种构造断裂也创造了热液与贫矿广泛接触的条件。

件,有利于去硅作用。

(4) 根据包体的研究,已知成矿热液来自混合岩化作用。在混合岩化作用的前缘,有大量石英脉及伟晶岩产出,说明这个地带热液较为集中。因此,在混合岩区,含矿层被有石英脉和伟晶岩广泛分布的混合岩化作用的前缘带所包围时,是最理想的富矿形成地带。因为矿层中有构造断裂的分布,形成局部低压槽,这里温度又是较低的(见图2),所以混合岩化作用分泌出来的热液,自然要从温度较高、压力较大的混合岩区,流向温度较低、压力较小的低压槽,使热液集中。

(5) 热液在贫矿层中对石英进行溶滤,使磁铁矿富集。溶解的 SiO_2 随热液上升,在富矿附近形成各种形态的石英集合体。热液与角闪质围岩作用,形成蚀变带。因此,石英集合体和蚀变岩的广泛分布,就成了找矿标志之一。

(6) 在具有上述地质条件的地区,对各种地质体(混合岩、伟晶岩、石英脉、铁矿层)的石英,进行包体研究,如果确定它们之间有成因联系,就有相当大的可能找到富铁矿化。

上述各项地质条件和找矿标志,可以作为今后寻找同类富矿的综合找矿线索。

六 结 论

对弓长岭二矿区磁铁富矿进行的地质观察、包体研究和综合分析,获得如下结果:

1. 成矿温度 本矿区混合岩化作用及区域变质作用二者形成温度相近,约为 570°C ;磁铁富矿和蚀变岩为 535°C ,硅质层中的石英

脉及伟晶岩为 $530\sim 545^\circ\text{C}$ 。在地质剖面上的表现是:从混合岩经区域变质岩和磁铁贫矿到磁铁富矿的爆裂温度,是逐渐降低的。成矿压力约为2千巴。属于深成高温热液矿床。

2. 包体溶液的盐度 矿区内石英包体溶液的盐度变化很大,从1.5%氯化钠当量到出现食盐晶体的过饱和溶液均有。代表区域变质作用产物的下含铁带,平均最高盐度小于10%。混合岩和磁铁富矿的平均最低盐度大于17%。在地质剖面上,石英包体溶液的盐度变化,从混合岩及其中的伟晶岩,经硅质岩层,到磁铁富矿是连续的,逐渐降低的。而与下含铁带是不连续的。因此,证明成矿热液来自混合岩。

3. 成矿过程 根据矿区地质和包体研究的综合分析,证明本区磁铁富矿是在沉积变质作用中形成磁铁贫矿的基础上,在吕梁运动时,混合岩化派生的热液,沿磁铁贫矿矿层的走向逆断层带上升,对贫矿进行了淋滤富集作用而形成。这种热液是一种盐度高的含一定数量碳酸根的碱性溶液。成矿作用在深成高温和还原性环境中进行。形成富矿的铁质来源主要是磁铁贫矿。

4. 形成富矿的有利地质条件和找矿标志

① 倾角大、延伸深的厚大磁铁贫矿层;② 在贫矿层或其附近围岩中,有成矿同时或稍早的延深大、倾斜陡的走向逆断层或断裂带;③ 在混合岩区,含矿层被混合岩化作用的前缘带所包围;④ 含矿岩系富含角闪石及斜长石;⑤ 在具有上述条件的地区,有各种产状的石英集合体和近矿蚀变岩;⑥ 矿层和混合岩中的石英包体有发展继承关系。具备这些条件的地区,有希望找到弓长岭型磁铁富矿。

