

鞍本地区鞍山群富铁矿成因类型的讨论

王守伦

(冶金部天津地质研究院)

鞍本地区太古界鞍山群变质岩层中产出多层鞍山式铁矿,富铁矿均产在鞍山式铁矿的厚大贫矿层中。有人曾用“母大子肥”来比喻这种产出关系。本文认为厚大贫矿层是产出富矿的必要前提,但不是厚大贫矿层中均有富矿,即“母大”不一定“子肥”,还必须要有后期成矿作用的叠加,才能造成“子肥”。这种后期叠加成矿作用主要是退化变质作用,有的地方混合岩化作用也造成小型富铁矿床。这两种叠加成矿作用的主要区分标准是:前者是在“封闭系统”条件下形成的富矿,矿石组分均来自含矿岩系本身,没有外来组分的加入;后者是在“开放系统”条件下形成的富矿,矿石组分中,有外来物质的加入。因此,富矿的形成必须具备两个条件:一是有形成厚大贫矿的有利层位;二是在厚大贫矿层中出现后期叠加地质作用,使铁质进一步富集。

一、富铁矿产出的地质背景

鞍本地区西起鞍山,东至本溪,南起庙儿沟,北到歪头山,面积约5000km²。区内鞍山群地层自下而上一般分为茨沟组(包括二段和一段,或称山城子组和烟龙山组)、大峪沟组、樱桃园组^①。在地层划分上存在的主要问题是弓长岭地层的归属问题,它涉及到对弓长岭大型富矿产出区域地质条件的认识。按上述三分方案弓长岭划入茨沟组,层位偏下;1976年周世泰把弓长岭划入大峪沟组,层位偏上;还有人认为弓长岭和樱桃园的地层同属一个层,由于后期构造错移而分开。本文认为弓长岭的层位(也包括庙儿沟)具有一定的特殊性,在原岩建造、火山沉积旋回和变质作用方面,它与下部茨沟组有明显的差异,也不同于上部大峪沟组,它应属于继本区早期茨沟组—大峪沟组火山沉积旋回之后的又一次火山沉积作用的产物,以火山和沉积分异作用较强为特征,它与樱桃园组同属本区晚期火山沉积旋回,但层位在樱桃园组之下,可以暂称弓长岭组。因此,本文所采用的鞍山群地层层序自下而上是:中鞍山群山城子组、烟龙山组、大峪沟组;上鞍山群弓长岭组、樱桃园组。本区富铁矿主要产于上鞍山群。

本区鞍山群变质岩系的原岩建造是一套以火山岩为主的火山沉积岩系,结合地层层序可以恢复出五个原岩建造类型,它们分别属于早、晚两次火山沉积旋回(图1)。中鞍山群构成早期旋回:①下部山城子组基性火山岩建造,由厚层基性熔岩和基性凝灰岩组成,夹有科马

① 周世泰(1978年)“辽宁省鞍本地区鞍山群”。

提岩, 顶部出现粉砂岩、硅质泥灰岩、铁质白云岩和铁矿层; ②中部烟龙山组中基性火山岩建造, 以安山岩和安山质凝灰岩为主, 夹有少量基性火山岩, 顶部出现复矿砂岩、泥质砂岩、钙质沉积岩和铁矿层; ③上部大峪沟组中酸性火山岩建造, 原岩为英安质凝灰岩、流纹质凝灰岩以及凝灰质沉积岩。上鞍山群构成晚期旋回; ④弓长岭组中基性火山岩-沉积岩建

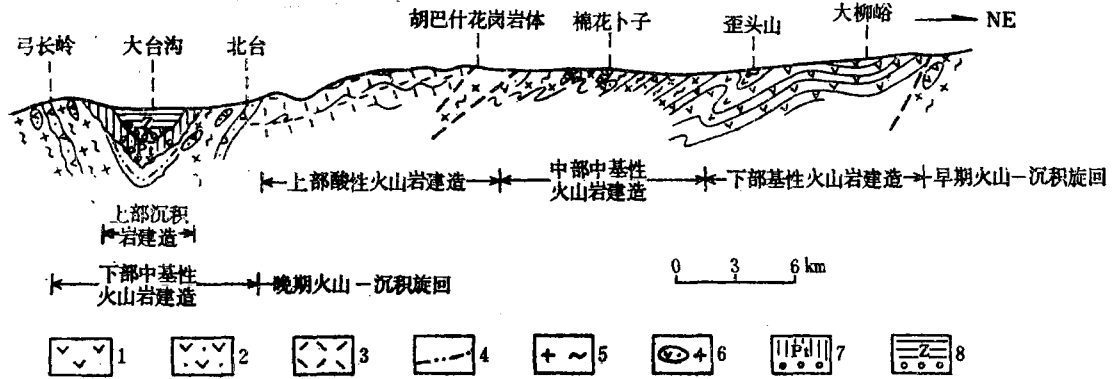


图1 鞍本地区鞍山群变质岩系原岩建造剖面示意图

1—基性火山岩; 2—中基性火山岩; 3—酸性火山岩; 4—沉积岩; 5—混合岩、花岗岩; 6—混合岩中残留体; 7—辽河群及底砾岩; 8—震旦亚界及底砾岩

Fig. 1. Diagrammatic geological section showing protolith formation of Anshan Group in the Anshan-Benxi area.

1—Basic volcanic rocks; 2—Intermediate-basic volcanic rocks; 3—Acid volcanic rocks; 4—Sedimentary rocks; 5—Migmatite, granite; 6—Relics in migmatite; 7—Liaohe Group and basal conglomerate; 8—Sinian and basal conglomerate.

造, 由薄层多层状基性火山岩夹铁矿层组成, 中部夹安山质和英安质凝灰岩, 底部基性火山岩厚度较大夹有科马提岩, 在基性火山岩和铁矿层的界面上发育泥质砂岩和粘土岩; ⑤樱桃园组沉积岩建造, 主要由粘土岩、泥质砂岩组成, 夹有薄层超基性火山岩、基性火山岩和安山质凝灰岩, 在沉积岩层中赋存厚层铁矿。本区鞍山式铁矿的重要特点是主要含铁层位均出现在基性火山岩和沉积岩界面上或在沉积岩层中。

早期火山沉积旋回的特点是火山岩沉积厚度大, 基性火山岩具深海拉斑玄武岩特点, 火山岩分异程度低, 沉积岩成熟度低, 主要发育粉砂岩, 未恢复出粘土岩, 原岩建造类型不利于形成厚大的贫矿体。这套岩层变质变形后形成北西走向的弧形带, 在宏观上构成一个向南西倾斜的推复体, 超覆在边部混合岩之上, 其内部可分早期紧闭同斜褶皱(以歪头山紧闭同斜褶皱为代表)和晚期宽缓褶皱(图1)。晚期火山沉积旋回, 火山岩呈多层互层产出, 基性火山岩具岛弧拉斑玄武岩特征, 钾、硅质含量高, 火山岩分异程度高, 沉积厚度大, 成熟度高, 已恢复出多层和厚层粘土岩, 原岩建造类型有利于形成厚大的贫铁矿层。这套岩层变质变形后形成紧闭同斜褶皱, 其中又叠加了与富铁矿产出有关的晚期构造变形。主要有三种晚期变形类型: 一种是走向层间错动带, 产生千糜岩化和膝折构造(照片1、6), 弓长岭富铁矿沿该层间错动带下盘分布; 第二种为倾向褶皱(或称窗棱构造), 它控制了庙儿沟富铁矿柱的产出; 第三种是贫矿层中的横向断裂带, 它控制了樱桃园钾质混合岩的产出和富铁矿的局部富集。

本区鞍山群的变质程度, 中鞍山群形成均一的角闪岩相变质带, 而上鞍山群以发育绿帘

角闪岩相和绿片岩相的多相变质带为特征(或称杂色变质相)。在时间上也出现多相变质作用的叠加,如弓长岭矿区在绿帘角闪岩相之上叠加了晚期绿片岩相退化变质作用。

本区花岗质岩石,根据岩体的产状、岩石学、岩石化学和微量元素特征,初步划分出两种岩石,即早期钠质花岗岩和晚期钾质混合岩^①(近年来也有人对本区部分钾质混合岩提出是钾质花岗岩的认识,尚有待进一步研究)。在歪头山矿区见到钠质花岗岩呈层状与铁矿层呈同步褶曲,在大孤山矿区见到钠质花岗岩形成窗棱构造,钠质花岗岩在有后期钾质混合岩叠加时显残留构造,说明其形成时间较早。钾质混合岩与围岩呈渐变关系,同时常伴有伟晶质、长英质脉和热液活动,钾质混合岩化以顺层混合贯入为主,只有当钾质混合岩化热液沿晚期横向断裂贯入时,才可以对围岩和含铁层造成强烈交代作用形成富矿体,如樱桃园矿区。

二、富铁矿的成因类型

本区鞍山群地层中产出弓长岭大型富铁矿床,樱桃园和庙儿沟中、小型富铁矿床和歪头山富铁矿体。这些不同规模和具不同特点的富铁矿,其形成与贫铁矿层关系密切。在厚大贫铁矿层中富铁矿或是与贫铁矿同时沉积和变质,或是在贫铁矿形成后,以不同方式使其被改造而加富。按富铁矿的不同富化过程,可以划分出以下四种成因类型。

(一) 受变质的原生沉积富矿(歪头山式) 富铁矿是由铁质在原始沉积过程中的局部富集和经后期进化变质而形成的。这种富铁矿体在鞍山群各含铁层位中均有出现,矿体呈规模不大的似层状、透镜状整合产于贫矿中,规模较大者以歪头山富铁矿体为代表。歪头山富铁矿体产于紧闭向斜翼部的厚层贫铁矿层中(图2-1),富铁矿体厚度为1—2m,走向延长150—200m,倾向延伸50—100m。矿床的原岩建造类型:下部为基性火山岩(拉斑玄武岩),夹厚约20m的超基性火山岩(成分相当于科马提岩);中部为夹有白云岩透镜体的白云质砂岩;上部是泥质砂岩。贫矿和富矿主要赋存在基性火山岩和泥质碎屑岩的界面上^②。原岩经角闪岩相变质作用形成斜长角闪岩(斜长石为中—拉长石)、滑石化透闪石岩、镁铁闪石大理岩、含磁铁矿大理岩、硅线石-石榴-黑云片岩。矿石类型:贫矿为阳起石(镁铁闪石)磁铁矿石岩、透辉磁铁矿石岩;富矿为镁铁闪石石英磁铁矿富矿和蛇纹石石英磁铁矿富矿。贫、富矿中磁铁矿颗粒大小相近,一般为0.05—0.03mm。富矿品位较其他类型富铁矿低,一般为中—富矿,TFe为40—45%,最高达50.51%。在矿石成分上,富矿与贫矿比较,除常量元素Fe₂O₃显著增加, SiO₂显著减少外,其他常量和微量元素基本一致,唯有富矿中MgO、FeO、CaO、Al₂O₃和Ba、Sr略有增加,说明富矿沉积时,硅酸盐矿物及伴生的Ba、Sr杂质成分较多,石英成分较少,这是由于原始沉积时,海水中成分分布不均所致。常量元素相关关系计算结果表明,贫、富矿的K—Na、Mg—Ti相关系数高且相近^③。富矿围岩中缺少后期蚀变作用,没有形成绿泥片岩或绿泥石岩。上述特征说明贫、富矿经历了同沉积和同进化变质过程。

(二) 后生退化变质富铁矿(庙儿沟式) 富铁矿是由沉积变质贫铁矿,经后期热动力

① 天津冶金地质调查所富铁矿组1981年资料。

② 王守伦、高元龙、孙福来1970年资料。

③ 天津冶金地调所鞍山本富铁矿组1981年资料。

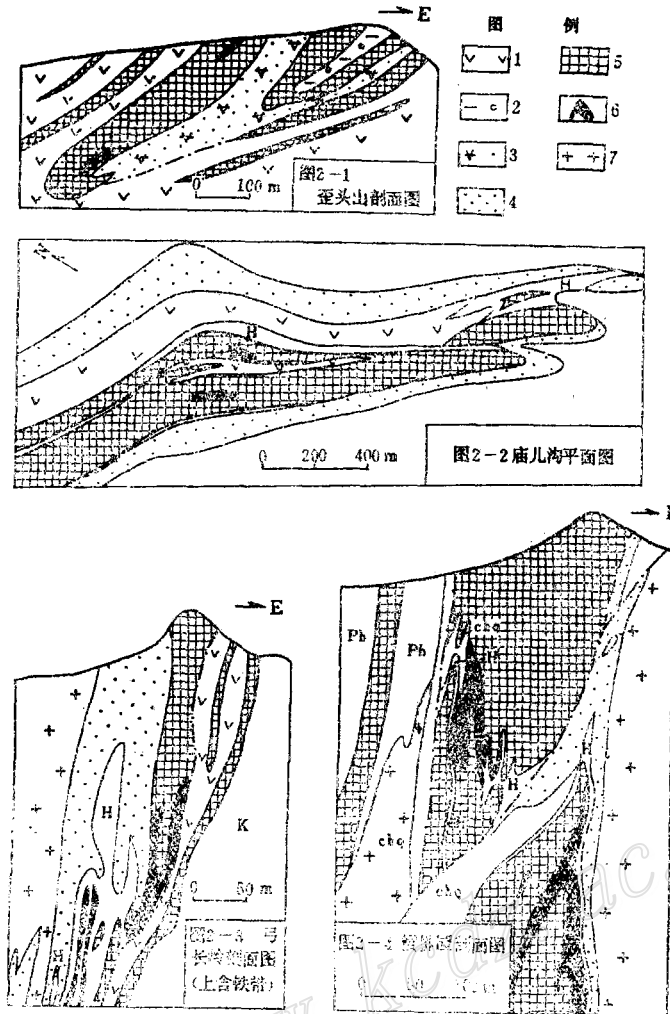


图 2 鞍山地区富铁矿地质示意图

1—斜长角闪岩(角闪片岩); 2—石榴黑云石英片岩; 3—阳起石英岩; 4—云母石英岩; 5—贫铁矿; 6—富铁矿; 7—混合岩; Ph—千枚岩; K—钠长变粒岩; H—庙儿沟为绿泥-绿帘石岩, 弓长岭为石榴绿泥岩, 樱桃园为绿泥岩; Chq—绿泥石片岩(樱桃园)

Fig. 2. Diagrammatic geological sections showing rich iron ore deposits in the Anshan-Benxi area. (Fig. 2-1. Geological section of Waitoushan deposit; Fig. 2-2. Geological plan of Miaogou deposit; Fig. 2-3. Geological section of Gongchangling deposit(upper ferriferous zone); Fig. 2-4. Geological section of Yingtaoyuan deposit).

1—Plagioclase amphibolite(Hornblende schist); 2—Garnet-biotite-quartz schist; 3—Actinolite quartzite; 4—Mica quartzite; 5—Lean iron ore; 6—Rich iron ore; 7—Migmatite; Ph—Phyllite; K—Albite granulite; H—Miaogou chlorite-epidotite, Gongchangling garnet chloritite, Yingtaoyuan Chloritite; Chq—Chlorite schist (Yingtaoyuan).

变质作用所引起的局部铁矿迁移和富集而成, 属后生变成富矿。热液作用表现在富矿围岩的绿泥石化、绿帘石化等退化变质作用。动力作用表现在叠加在早期紧闭褶皱之上的晚期倾向褶皱(窗棱构造)。富矿体受晚期倾向褶皱控制, 在其轴部形成富铁矿柱状矿体, 在平面上

富铁矿体呈近椭圆形的扁豆体(图2-2),厚度10—30m,走向延长100—150m,倾向延伸700—800m。矿床原岩类型以基性火山岩为主,夹部分中基性火山凝灰质沉积岩和粘土岩^①。原岩经变质作用后形成斜长角闪岩、黑云母绿泥片岩、绿帘绿泥阳起片岩,绿泥斜长角闪片岩等。矿石类型为阳起石(镁铁闪石)磁铁石英岩、镁铁闪石磁铁富矿。矿石中磁铁矿中富矿颗粒为0.15—0.12mm,贫矿为0.04—0.05mm,说明贫矿经后期热液交代作用颗粒加大。富矿全铁含量达50%。富矿与贫矿矿石成分比较,除常量元素 Fe_2O_3 、 FeO 、 TiO_2 增加, SiO_2 、 MgO 、 CaO 减少,微量元素Ba、Sc有所增加外(后者说明富矿形成时Ba、Sc分别置换了硅酸盐矿物中的Ca和Mg),其余常量和微量元素如Cu、Zn、Sn、Cr、V等含量均相近。元素相关关系计算结果表明,富矿内Mg—Ca、Si—Al、Mg—Cr相关系数较高,说明富矿和贫矿的形成均与基性火山岩有关,没有外界组分的带入。硫同位素资料表明,富矿、贫矿和受蚀变的绿泥片岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值均接近零值^②,三者的 $\delta^{34}\text{S}$ 值没有明显差异,说明富矿形成时的热液活动不很强烈,没有造成硫同位素的显著分馏。庙儿沟矿区与弓长岭矿区均没有见到蚀变强烈的绿泥岩,这是没有形成大型富矿的原因之一。

(三) 原生沉积—后生退化变质富铁矿(弓长岭式) 富铁矿是在原生沉积较富的贫矿基础上,经后期退化变质作用加富而成的。富铁矿体呈层状和似层状主要产于上含铁带的上部贫矿石中(图2-3),定向延长可达2600m,厚一般达10—40m。富铁矿体局部受拖褶曲控制,也见穿层现象。原生沉积铁质较富的证据是:①弓长岭富铁矿产出的上含铁矿具有良好的铁质沉积岩相条件,它形成在基性火山岩和沉积岩的界面上。同时该界面下的基性火山岩(变质后形成斜长角闪岩、钠长角闪片岩)分异程度高,其岩石常量元素变异系数高,为0.25,而鞍本地区弱分异的基性火山岩为0.17,推测分异程度较高的基性火山岩在喷发时给海水提供了较充分的铁质来源。该界面上的沉积岩中又发育有成熟度较高的粘土岩,其变质为十字石石榴黑云片岩,该类岩石 Al_2O_3 含量可达25%(见于矿区东南部富矿中)。在火山喷发间歇期的沉积界面上所形成的这种化学上强分异的粘土岩给海水中铁质富集提供了弱碱性介质环境和稳定的沉积条件。这种环境可能也是硫同位素原始分馏作用较强的原因,所以弓长岭贫铁矿中的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围在鞍本地区贫铁矿石中是最大的,为 -3.4 — $+9.80\%$ ^③,而其他矿区的贫铁矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 值均接近于零,变化范围为 $+0.2$ — -0.2% 。②弓长岭贫矿的全铁含量较高,鞍本地区贫矿全铁含量一般在30%(如歪头山矿区为31.3%,庙儿沟矿区为30.39%,樱桃园矿区为28%),而弓长岭二矿区贫矿全铁含量为33.08%(根据26个剖面统计),其中上含铁带的富矿地段的周围贫矿中全铁含量为36.79%。上述两点说明铁质的原生富集是弓长岭富铁矿形成的重要因素一,原生品位较富的矿石遭受区域进化变质后可形成等颗粒的中富矿(照片5)。原生沉积变质贫矿或中富矿的后生加富过程主要是退化变质作用造成的,其依据如下:①富铁矿与一般通称的“蚀变岩”在空间上密切伴生,实际上这种蚀变岩所包含的三种主要矿物镁铁闪石、铁铝榴石、蠕状绿泥石非同一阶段产物,同时在数量上镁铁闪石并不多,主要局限在矿区中部(15线附近)。在矿区东南部和外围八盘岭富铁矿

① 鞍钢地质公司401队1973年资料。

② 杨风筠1980年资料。

③ 杨风筠1980年资料。

揭穿富矿的钻孔中的蚀变岩中,几乎没有镁铁闪石(如ZK253、Y93等)。上述矿区中部以放射状为特征的镁铁闪石可能是最晚期的低压阶段的产物^①。所以与富铁矿空间伴生最密切的主要是石榴绿泥岩。而绿泥石又主要是退化变质的产物,经常见到绿泥石交代石榴子石,交代强烈时石榴子石呈残骸状(照片2),同时伴生有自形半自形颗粒磁铁矿或磁铁矿小脉,显示了镁铁和铁的交代作用和铁质的局部迁移。除石榴子石外,绿泥石还交代其他矿物,如绿泥石有时呈斑点状交代黑云母,有的全交代呈黑云母假像,角闪石也退变为绿泥石而呈残留体。这种交代作用伴随了镁铁和大量水的带入,交代温度根据被交代岩石中石榴子石和黑云母共生矿物对温度(其形成温度为520℃),并参考克里沃罗格(Е.К. Лазаренко, 1977)铁绿泥石向铁铝榴石转变的温度(540—600℃)推算,应略低于500℃,即退变到高级绿片岩相的温度。另外矿区内也见到角闪石退变为阳起石,中长石遭受绿帘石交代等现象,这些也都是由角闪岩相退化到绿片岩相的标志。总之在空间上与富铁矿密切相伴的“蚀变岩”主要是由区域进化变质形成的石榴黑云母片岩、钾长角闪岩等,和遭受后期退化变质作用所形成的石榴绿泥岩。^② 矿石中存在粗细两个世代的磁铁矿,细者多分布在贫矿中,粒度为0.05—0.2mm(照片3),粗者多分布在富矿中,粒度在0.1—0.2mm以上(照片4)。据任英忱研究,粗者呈半自形,包裹体较少,解理裂隙不发育,表面较光滑,并交代石英,属第二世代磁铁矿。据激光光谱分析,后者与第一世代细粒磁铁矿对比Cr、Mg、Ti、Ca等元素含量均高,其中Cr高出11倍(表1)。这些都是围岩斜长角闪岩和石榴黑云片岩的高含量元素。另外

表1 弓长岭不同世代磁铁矿的微量元素含量(%)

Table 1. Minor element contents of magnetite of different stages from the Gongchangling deposit

矿物世代	Mg	Mn	Ti	Ba	Cr	Cu	Yb	Sn	标本数
第一世代细粒状	0.018	0.002	0.013	0.046	0.006	0.022	0.038	—	6
第二世代粗粒状	0.057	0.001	0.042	0.005	0.067	0.067	0.002	—	5

(据任英忱1981年资料)

粗、细粒磁铁矿中均未见Sn。因此,可以说富矿是在贫矿(或称原生较富的矿石和中富矿)形成后叠加的一次热液交代作用而形成的。这种热液的成分主要取自围岩和贫矿本身,而不是来自含矿岩系之外,如混合岩等。另外贫富矿石的成分对比也表明,它们之间主要是在铁、硅成分上有量的差别,而无质的改变(图3)。Mg-Ca相关系数高为特征说明,由贫矿的后期叠加富集作用所形成的富矿,基本上是在等化学位条件下的产物。这种富化过程也主要表现为镁铁和铁的交代,与前述退变质的绿泥石化交代作用性质一致。^③ 硫同位素资料表明,富矿石和蚀变岩均具有较高的值 $\delta^{34}\text{S}$ (+9—+14‰),这是由于形成富矿的强烈热液作用造成了硫同位素的分馏。这种热液不是混合岩化热液,因为混合岩化热液造成硫同位素的均一化,弓长岭混合岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近零。^④ 上述退化变质作用和贫矿的再富集过程伴随了一次晚期的构造活动,如前所述,在上含铁带上盘陡倾斜的硅质层下,产生层间错动,在云

① 武汉地质学院等, 1979, 鞍山弓长岭富铁矿床成因矿物学。

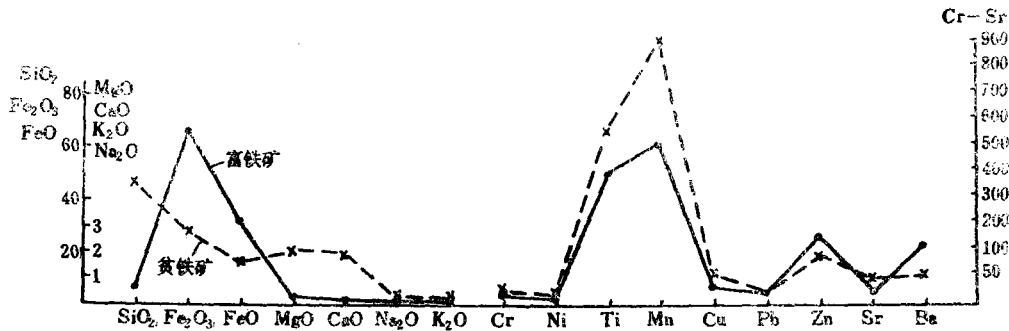


图3 弓长岭贫、富铁矿石组分对比 (据50件样品分析统计)

Fig. 3. Diagram contrasting components of poor iron ore and those of rich iron ore in the Gongchangling deposit.

(based on analyses of 50 samples)

Solid line—rich ore; Dash line—poor ore.

母石英岩和铁矿层中均见到千糜岩和膝折构造以及小型褶曲,这种脆性变形应该是在构造变形晚期发生的,富矿体常受小褶曲控制。⑤用进化变质和混合岩化来解释弓长岭富铁矿的成因⁽²⁾,宏观上遇到的一个困难,就是鞍本地区达到角闪岩相变质程度和发育混合岩的矿区是很多的,但绝大多数都没有形成大型富矿。从国外资料来看,一些重要的前寒武纪硅铁建造中的富铁矿均分布在多变质相发育地区,例如,克里沃罗格变质分带有绿片岩相、绿帘角闪岩相、角闪岩相,有人甚至还提出有麻粒岩相存在。克里沃罗格的别洛捷尔有不同构造阶段所产生的绿片岩相和绿帘角闪岩相的分带。在美国上湖半萨比,也有人提出它是高温变质带和低温绿片岩相变质带的叠加区。拉布拉多的萨科曼也有从绿片岩相到麻粒岩相的逐渐变化过程。这些地区都有著名的富铁矿床。而美国岗福林特铁矿床,因属单一的绿片岩相变质带,则没有富矿。雅罗舒克认为从高温变质梯度向低温变质梯度的转变是造成交代型富铁矿形成的原因⁽³⁾。从鞍本地区来看,弓长岭矿区与其他矿区比较,显著的差别之一就是在绿帘角闪岩相区域变质背景上叠加了强烈的退化变质作用,形成强蚀变岩——石榴绿泥岩,构成一个绿片岩相变质阶段。退化变质作用是在硅质层和角闪岩(包括石榴黑云片岩)层这两种物理性质不同的岩层之间,由于后期构造活动而产生的层间动力变质热液所引起的。这种热液大致经历了两个演化阶段,早期高温阶段,溶液具酸性或弱酸性性质,溶解贫矿石和围岩中的Fe、Mg、Cr等基性元素。到晚期低温阶段(温度略低于500℃),溶液转变为弱碱性,开始镁铁和铁的交代作用,交代贫矿形成大量绿泥石和粗粒磁铁矿矿石,镁铁组分交代贫矿中的石英形成绿泥石,也达到部分去硅的结果而使铁质富集。

(四) 原生沉积—后生混合岩化热液富铁矿(樱桃园式) 富铁矿是由巨厚层沉积变质贫矿中的局部原生沉积较富地段经后期混合岩化去硅而进一步加富而成的。在樱桃园组地层中,东、西鞍山等矿区的巨厚层贫矿中,经常可见到厚度不大和延长不远的局部全铁品位较富的地段(一般含量可达40%),这些地段是有利于后期富矿形成的。樱桃园矿区的小型富铁矿体成群出现,在这些地段单个富铁矿体一般长几米至十几米,它们是由贫矿经混合岩化改

① 冶金部天津地质调查所1979年资料。

造加富而成，主要是磁铁石英岩贫矿的去硅作用的结果。证据有：①富铁矿体均分布在两条晚期横向断层间所构成的破碎带中，该破碎带走向北东 60° — 70° ，倾向南东，倾角 40° — 45° ，宽度为250m。富铁矿体群沿此破碎带向南东方向延深达300m以上，在剖面上构成两个尖棱状褶皱形态矿体群（图2-4），这是由于富矿形成后，更晚期的褶皱构造变形所致（辽河群构造期）。在该破碎带中有白云母混合花岗岩，其白云母的K-Ar年龄为23.72亿年^①，与富铁矿密切伴生的白云母化绿泥岩的白云母年龄为24.28亿年，二者基本一致。这说明富矿及其蚀变岩在空间分布上和形成时间上与白云母混合花岗岩有密切的关系。②孔隙度测定（据张礼全），富矿石大于贫矿石，前者平均为5.77%，最高为14.40%，后者平均为1.7%。同时在富矿分布地段见到残留的未经压实的粉末状富矿，其中有残骸状石英颗粒，这些都说明铁矿石曾遭受了去硅作用。③富矿石与贫矿石对比，除硅低铁高外， Na_2O 、Cu、Pb、Zn、Sr、Zr和Sn均有明显增高（表2）。这些组分是混合岩的特征组分， Na_2O 的含量增高说明富铁矿形成时的碱性去硅作用。

表2 樱桃园矿区贫、富铁矿石成分对比表

Table 2. Comparison in components between lean iron ore and rich iron ore of the Yingtaoyuan ore district

成分	质 量 %								ppm						样数	
	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba	Zr		Sn
贫矿石	55.91	34.61	5.28	0.37	0.08	0.03	0.21	0.13	135	30	158	160	72	320	—	5
富矿石	8.93	78.76	9.36	0.10	0.06	0.14	0.07	0.09	296	92	240	318	66	516	140 ^①	5

①单个样品

综上所述，本区有三个主要含铁层位产出富铁矿，即山城子组顶部含铁层中产出歪头山富铁矿体，弓长岭组上部含铁层中产出弓长岭大型富铁矿床和庙儿沟小型富铁矿床，樱桃园组下部含铁层中产出樱桃园中一小型富铁矿床。从含铁层位看，本区大型贫铁矿床主要产在上鞍山群，富铁矿也主要产在上鞍山群的厚大贫矿层中。上鞍山群含铁层的原岩建造属本区晚期强分异的火山-沉积旋回，在原岩建造中基性火山岩和沉积岩的界面上，有利于形成厚大的硅铁沉积和部分铁质较富集的地段，变质后形成厚大的沉积变质贫矿层和中、富矿矿体。在有中、富矿体发育的地段，由于后期退化变质作用或混合岩化作用叠加分别形成不同规模的富铁矿床。退化变质作用是由于局部构造所产生的热动力变质作用所造成的，这是本区富铁矿形成的主要因素，混合岩化作用形成的富矿只出现在厚大贫矿层中的较大规模横向破碎带中。

本文在对区内富铁矿成因类型的划分中，重点强调了退化变质作用对富铁矿形成的意义，并认为加强这一领域的研究和讨论，对鞍山式铁矿中富铁矿的找矿工作是有意义的。作者在室内、外工作中得到了罗耀星、杨敏之、周世泰、尹成俊等许多同志的指导和帮助，在此深表感谢。

①全国同位素地质年龄数据小组1975年资料。

参 考 文 献

- 〔1〕 辽宁省区域地层表编辑组 1978 东北地区区域地层表辽宁省分册 地质出版社
〔2〕 程裕琪 1957 中国东北部辽宁山东等省前震旦纪鞍山式铁矿中富矿成因问题 地质学报 第31卷 第2期
〔3〕 Лазаренко Е. К., 1977, Минералогия Криварожского Бассейна, «Наукова Дума».

THE GENETIC TYPES OF RICH IRON DEPOSITS OF ANSHAN GROUP IN ANSHAN-BENXI AREA

Wang Shoulun

(Tianjin Geological Academy, Ministry of Metallurgical Industry, Tienjin)

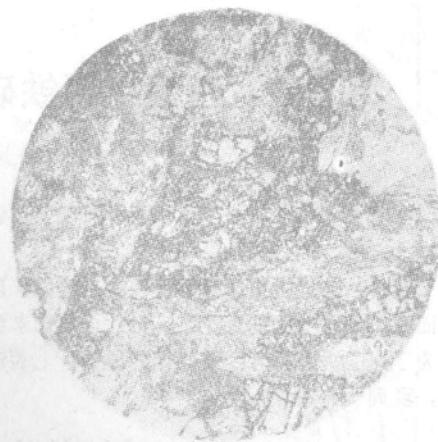
Abstract

Rich iron deposits of Anshan Group occur almost merely in lean iron ore beds with great thickness and huge size. In addition to this stratigraphic horizon condition, these rich iron deposits also owe their formation to the enrichment process by superimposed metallization, which include retrogressive metamorphism and migmatization. The rich iron ore formed by retrogressive metamorphism has the same major and minor element association as the poor iron ore, with its magnetite containing considerable amounts of chromium, magnesium, titanium and copper, while that formed by migmatization possesses obviously different element components from the poor iron ore and contains abundant copper, lead, zinc and tin.

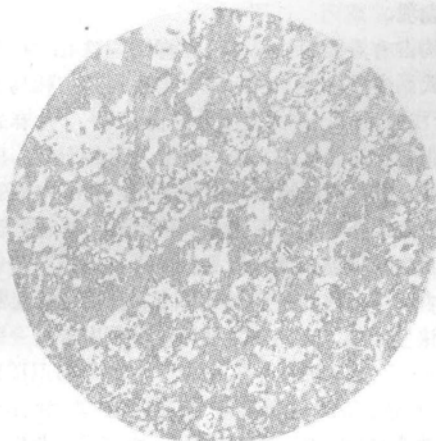
Based on the above different enrichment processes, the author has established in this paper four genetic types for rich iron deposits: (1) metamorphosed primarily sedimentary rich iron deposits; (2) late retrogressive metamorphic rich iron deposits; (3) primarily sedimentary—late retrogressive metamorphic rich iron deposits; (4) primarily sedimentary—late migmatized rich iron deposits.



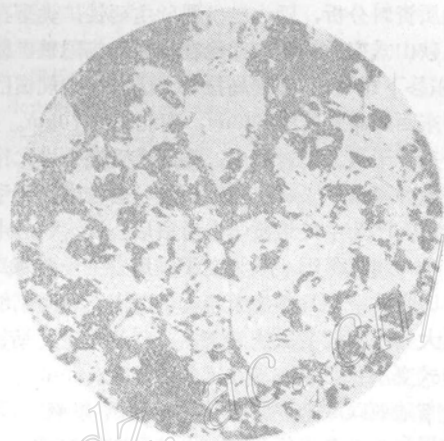
千糜岩化·绿泥白云母石英片岩 (+) 6.3×10 弓长岭



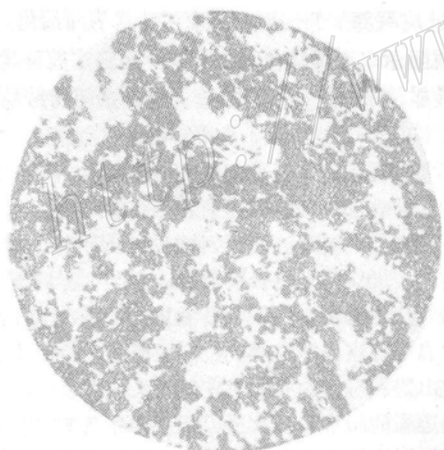
石榴绿泥岩 石榴子石被绿泥石交代呈骸状 (-) 6.3×10 弓长岭



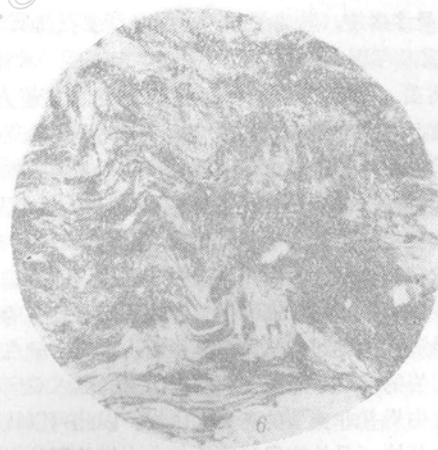
细粒磁铁矿贫矿 (-) 10×10 弓长岭



粗粒磁铁矿富矿 (-) 10×10 弓长岭



细粒磁铁矿中富矿 光片 10×10 弓长岭



石榴角闪绿泥片岩,膝折构造 (-) 10×20 弓长岭