

邯邢式铁矿床的铁质来源及 矿床成因的探讨

王曰伦 任富根 石 毅

邯邢式铁矿遍布河北、河南、山东、山西、安徽、江苏。主要矿体多以层状、似层状分布在中奥陶统中，尤以中部为主，具有严格受层位控制的特征。与之同时，奥陶系中伴生有层状和似层状分布的闪长岩体。

邯邢式铁矿是同生矿床，还是后生矿床？铁质究竟来自何处？长期以来，认为是燕山期闪长岩侵入体与奥陶系灰岩接触，发生交代作用，先形成夕卡岩。然后，残余岩浆的碱性溶液使闪长岩体发生钠化作用，交代暗色含铁质的矿物，使铁质析出，运移至围岩，交代夕卡岩，形成了不同规模的矿体，是后生矿床。

现主要就铁矿与钠化闪长岩、夕卡岩的关系、硫同位素特征和闪长岩类的同位素地质年龄等方面，分别进行论述。

一、铁矿与钠化闪长岩体、夕卡岩的关系—— 铁质的来源与钠化闪长岩体、夕卡岩没有必然的联系

奥陶系中的闪长岩类和铁矿，主要均以层状、似层状分布在各个组段地层中。除此之外，闪长岩体与铁矿之间的关系还呈现复杂多样的情况，如闪长岩体可穿切矿体，或含有矿石的角砾；而矿体中也可有闪长岩的包体，同时又被闪长岩体穿切。钠化作用在矿体之上或是在矿体之下的闪长岩体中都可发育。有的矿体附近没有钠化岩体，有的钠化岩体附近没有矿体。也有的钠化闪长岩可穿切矿体和围岩。

就以钠化闪长岩体分布在矿体之上而言，若其析出铁质，在压力的作用下，必然往上运移，则应在岩体之上成矿，如何能在下部成矿，且又作为深部勘探找矿的标志呢？钠化闪长岩类可穿切与夕卡岩伴生的铁矿体；显然是钠化作用发生于夕卡岩化、铁矿生成之后，这与钠质交代闪长岩体析出铁质，再交代夕卡岩形成铁矿的说法是矛盾的。因此，笔者认为闪长岩体的钠化作用在时间和空间的分布上与矿体的生成没有必然的联系。闪长岩体除了钠化作用外，通常还发育有钾化现象，这是岩浆活动分异演化过程中的自身变化，并不是铁质从闪长岩体中析出的标志。

矿体与夕卡岩呈现出复杂的关系，有时夕卡岩与矿体伴生，有时有夕卡岩而没有矿或只有贫矿，有时有矿而没有夕卡岩，甚至有的夕卡岩穿切矿体和围岩。因此，夕卡岩与矿体的生成也没有必然的联系。

夕卡岩主要由透辉石、阳起石、透闪石、石榴石等矿物构成。按其生成顺序,一般常具有二个或二个世代以上的特征,早期为细粒的、半自形结构;晚期为粗粒—伟晶状、自形结构,经常穿切早期的矿体或围岩。早期细粒的夕卡岩矿物通常与磁铁矿伴生,构成星散状和条带状(韵律状)构造(图版 I—1.2)。以星散状、韵律状构造而言,夕卡岩矿物基本上是相同的,但为何只交代一个条带中夕卡岩矿物,而不交代另一个条带中的相同的矿物?若以层理的微裂隙提供溶液运移的空间进行选择交代,那么又如何解释星散状构造,只交代同类矿物的一部分,而不交代另一部分?此外,有的矿体与围岩具有同步的褶曲构造(符山二矿)。磁铁矿与夕卡岩矿物构成明显的韵律状构造,有时呈褶曲状(西茅村、符山七矿),而磁铁矿并不沿着褶曲的剪切裂隙发育交代夕卡岩矿物,显然是原生沉积的标志。韵律状构造主要是由于原岩中不同物质组份,在沉积时呈现韵律性的更迭变化而形成的。后期,在热液作用下,可形成某些夕卡岩矿物(透辉石、阳起石、透闪石…),与之同时或稍后磁铁矿开始结晶,因而可产生陨铁结构和交代结构,这只是矿物生成顺序的反映,并不能由此判断铁质是外来的、后生的。

除了与夕卡岩伴生的矿体外,尚有与碳酸盐矿物伴生的矿体,它分布在闪长岩体与围岩的接触带(夕卡岩带)之上或远离接触带的灰岩中,整合产出,层状延展。它不与岩体直接接触,又从何谈及交代呢?此外,矿物组份也比较简单,除磁铁矿、赤铁矿外,脉石矿物多为方解石、白云石,部分含有石英、绿泥石。显然这些铁质不是外来的、后生的,而是与围岩同生的。在灰岩的透镜状矿体中,还见有由赤铁矿构成的鲕粒(图版 I—3),其内有核心,由硅质组成,形态不规则,外围同心环带发育完好,呈圆形或椭圆形,有的可被脉石矿物穿切交代而破损不全,表现出是原生特征。在钙质砾岩中发育有铁矿砾石和磁铁矿的碎屑,这些都可证明存在有原生铁质。总之,不能以磁铁矿的交代现象和夕卡岩矿物存在,就判断为铁质是外来的、后生的。

二、硫同位素资料的分析——铁质是同生的

稳定同位素研究工作的开展,引用系统的硫同位素资料,以其分馏作用的特征,来探讨矿质的来源、成矿机理、矿床成因,取得很好的效果。这里将有关邯邢式铁矿区的部分硫同位素资料,与新疆东部、海南石碌、宁芜白象山等铁矿以及中条山比子沟铜矿的硫同位素资料加以对照(图1),来说明铁质的来源及矿床成因问题。

邯邢式铁矿床的 $\delta S^{34}\%$ 值分布在 $-1.6-23.8$ 之间,大体上可分为二类:一类集中在 $+8-17.6$,以重硫较多为特征,其中邯邢地区 $\delta S^{34}\%$ 主要集中在 $17.6-13.7$,徐淮、莱芜地区 $\delta S^{34}\%$ 主要集中在 $8-16.3$,安林地区 $\delta S^{34}\%$ 分布在 $11-13$;另一类分布在 $-1.6-7$ 之间,以重硫较少、轻硫增多为特征,包括徐淮地区的邹楼、前常 $\delta S^{34}\%$ 分布在 $4-5.6$,山西塔儿山、二峰山 $\delta S^{34}\%$ 分布在 $-1.6-5.5$ 。

与其他地区的矿床比较,新疆东部石炭纪火山沉积岩系中火山沉积气液再造铁矿床(红云滩、雅满苏、黑峰山) $\delta S^{34}\%$ 值分布在 $-2.1-+3$ 之间,接近于零值,表明矿质直接来自上地幔,由火山活动直接携带出来的铁质,以机械堆积作用方式富集在凝灰岩中,

图1 华北邯邢式铁矿床与其他铁铜矿床硫同位素组成对比图

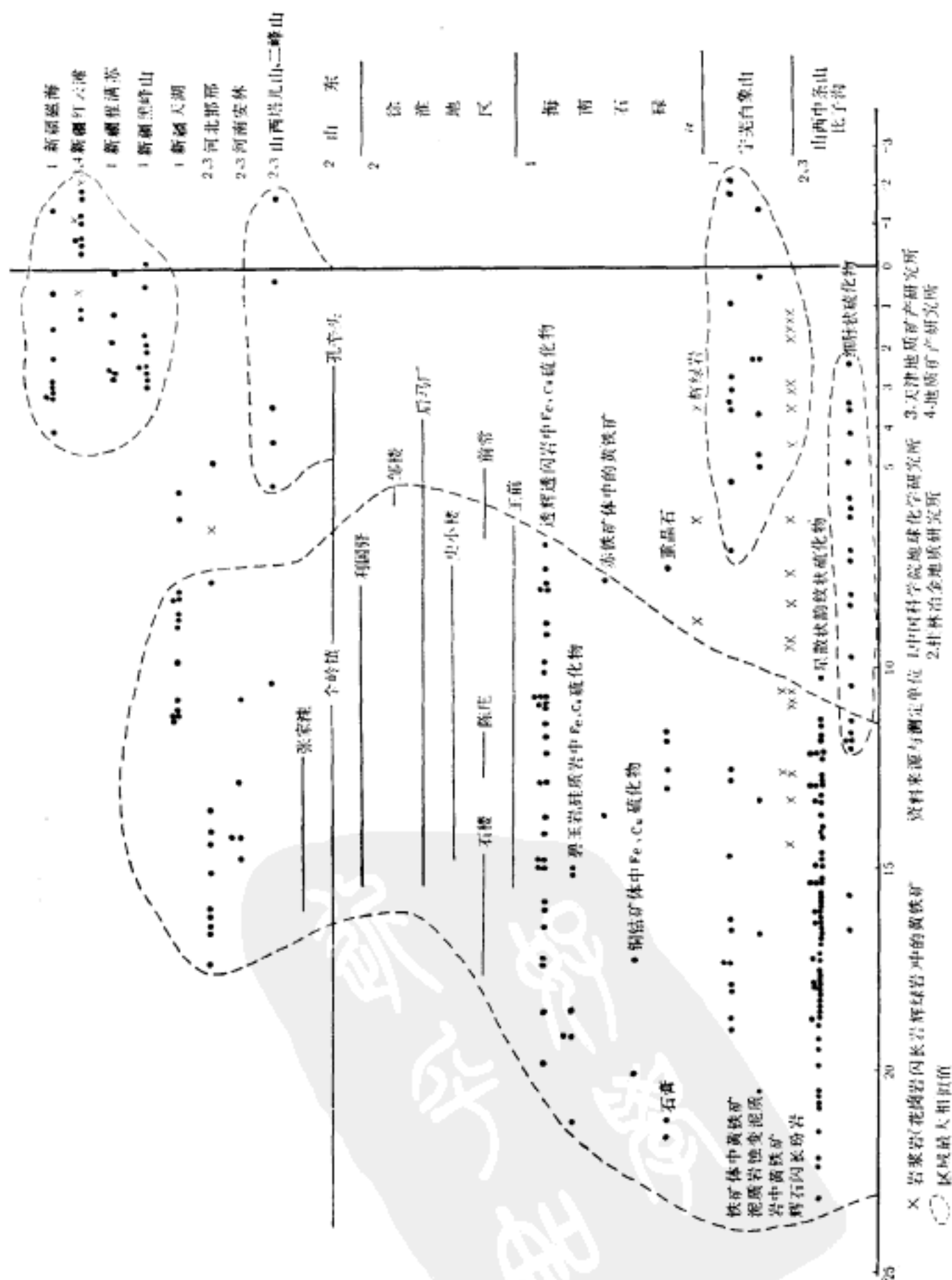


图 1 附表

地 区	δS^{34} 区间变化值(‰)	δS^{34} 最大集中值(‰)	备 注
河 北 邯 邢	5—23.8	17.6—13.7	
徐 淮	4—18	8—16	
山 东	2.5—24		
晋 南	-1—10	-1—5	
安 林	11—13		
新疆磁海	4.1—-1.4	-2—+4.1	
新疆雅满苏	0—3		
新疆黑峰山	-0.1—3		
新疆红云滩	-2.1—1.2		
新疆天湖	5.6—11.5	8—11.5	
石 碌	7—20	8—17.4	透辉岩、透闪岩
	7.9—13.8		铁 矿 体
	7.6—13.1		重 晶 石
	17.4—20.2		铜 钴 矿 体
	15.1—21.5		碧玉岩、硅质岩
	21.4—21.8		石 膏
白 象 山	-2—4.5		围 岩
	-2—19.1	12.6—19.1	铁 矿 体
	1—15.5		辉 绿 岩
中条山(比子沟)	11—23.2		层 状 矿
	2.4—12.1		脉 状 矿

以后又受来自火山活动气液作用进一步再造、改造。新疆二迭系中基性火山—侵入活动有关的铁矿床(磁海) δS^{34} ‰在4.1—-1.4之间, 接近于零值, 指示矿质也是直接来自上地幔, 在相应的地质条件下硫同位素未能进行很好的分馏。

宁芜地区白象山铁矿是三迭系与辉石闪长岩有关的火山沉积气液再造矿床, 矿体中 δS^{34} ‰主要集中在-2—+4, 12.6—19.1两个区间内。前者与矿体围岩泥质岩的 δS^{34} ‰-1.4—5 和未蚀变的辉石闪玢岩 δS^{34} ‰1.04—6.24 基本相当, 三者接近 0 值, 表明是直接来自上地幔的。这些矿床的 δS^{34} ‰值和以山西塔儿山、二峰山为代表 δS^{34} ‰小于 6、大于 -1.6 的矿床是十分相近的, 表明矿质是由同一来源——上地幔来的, 并具有相似的硫同位素未能很好地分馏的地质条件。山西塔儿山、二峰山地区大量发育富镁的镁磁铁矿, 属高温相矿物, 也是指示铁质来自上地幔的标志, 可能是与管道相的次火山岩铁矿有关。白象山 δS^{34} ‰分布在12.6—19.1的铁矿体, 多具有明显的韵律状、星散状构造, 反映重硫较多, 它与邯邢式大部分矿区重硫增多, δS^{34} ‰集中在 8—17.6 之间是基本相同的。新疆星星峡群中与混合岩化作用富集有关的沉积变质天湖铁矿, δS^{34} ‰分布在 5.6—11.5 之间, 主要集中在 8—11.5, 有别于火山沉积气液再造铁矿, 而与重硫增多的邯邢大部分矿区相当。

海南石碌火山沉积变质铁铜矿, 各种硫化物 δS^{34} ‰分布在 7—21.8, 其中铁矿围岩透辉透闪岩、白云岩中的 δS^{34} ‰为 7—20, 集中在 8—17.4 之间, 铁矿体中 δS^{34} ‰为 7.9—13.8, 重晶石 δS^{34} ‰为 7.6—13.1, 三者数值相近, 具有重硫增多的特征。铜钴矿体中 S^{34} ‰

为17.4—20.2, 与矿体有关的碧玉岩、硅质岩 $\delta S^{34}\%$ 为15.1—21.5, 石膏层 $\delta S^{34}\%$ 为21.4—21.8, 重硫更为增多。这些特征与邯邢式大部分矿床相似, 尤其与铁矿体及有关的围岩更为相近。

以重硫增多为特征的石碌、天湖、白象山等矿床, $\delta S^{34}\%$ 分布在7—24之间, 且无塔式分布的特征, 以直接来自上地幔的岩浆分异演化、后期侵入接触交代围岩所产生的同位素分馏作用, 则不会产生重硫增多、如此分散的现象。近年来, 这类矿床经研究认为是属沉积(火山沉积)热液再造矿床, 与邯邢式大部分矿床在成因上相当。自然, 也就为邯邢式大部分矿床提供了依据。铁质主要是同生沉积的, 而不是外来的、后生的接触交代矿床。

类似这种 $\delta S^{34}\%$ 重硫增多, 分散的现象, 中条山比子沟铜矿床也具有这样的特征。星散状、韵律状的硫化物 $\delta S^{34}\%$ 在11—23之间, 脉状的硫化物 $\delta S^{34}\%$ 在12.1—2.4之间。前者与上述的 $\delta S^{34}\%$ 完全相当。比子沟铜矿床是一般公认的火山沉积变质热液再造矿床, 主要由海底火山活动(基性-中酸性火山岩、凝灰岩)提供了矿质, 并以沉积方式生成了以重硫增多、分散为特征的矿床, 后期还遭受区域变质作用的影响, 进一步再造, 产生轻硫较多的变质热液脉状矿。因而, 不仅要考虑矿质的来源, 还得考虑所经历的硫同位素分馏作用的特征, 即矿质富集的地质条件、沉积-构造环境、演化历史。

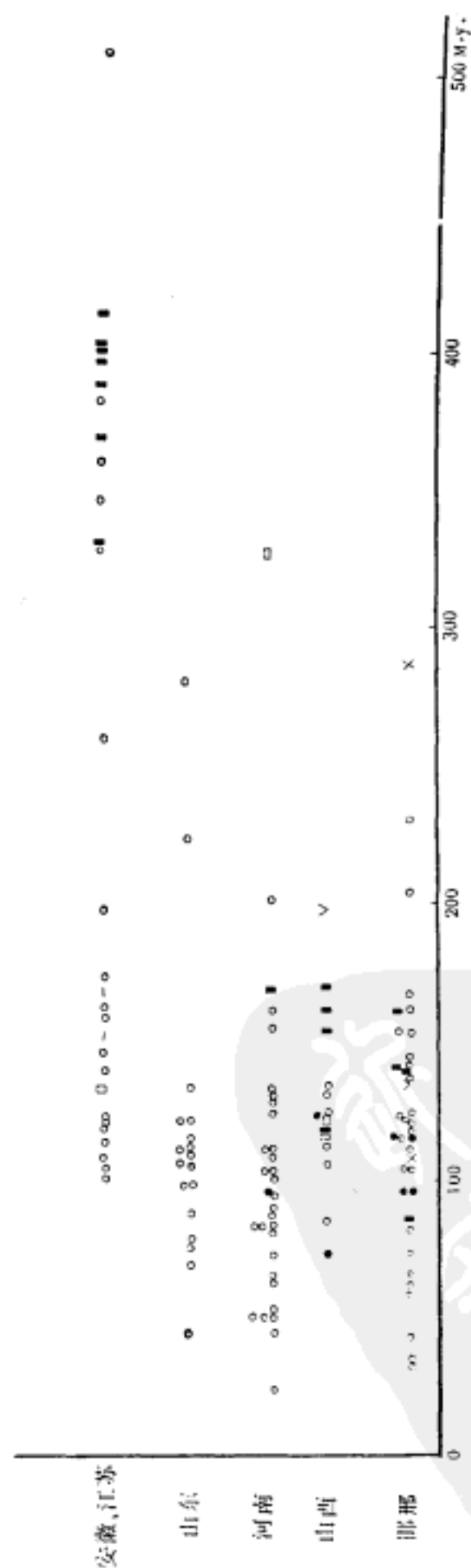
邯邢式大部分重硫增多的矿床以及石碌、白象山等矿床, 普遍存在有富重硫的硫酸盐矿物(主要是石膏), 与铁铜矿体中的硫化物具有相近的 $\delta S^{34}\%$, 表明二者在沉积时密切相关, 同样亦说明铁质是同生的。

三、同位素地质年龄资料表明矿区及其附近的岩浆活动不完全是“燕山期”的, 而是多期的, 并存在有奥陶纪的岩浆活动

迄今为止, 本区已有同位素地质年龄^① 131个(图2), 其中铀铅法和铷锶法年龄各2个, 其余为钾氩法年龄。年龄值的分布情况, 5亿年以上有1个, 4亿年以上的有3个, 3亿年以上的有9个, 2亿年以上的有7个, 其余数值都小于2亿年。以往仅将2亿年以下的年龄值, 作为划分“燕山期”的依据。但实际情况是很复杂的。以邯邢地区为例, 与奥陶系伴生的主要为钙碱性闪长岩类, 与石炭系一二迭系伴生的主要为碱性正长岩-粗面岩类。34个钾氩年龄分布在0.32—0.43亿年, 0.60—0.86亿年, 0.97—1.25亿年, 1.35—1.67亿年, 2.05—2.87亿年时限内, 大致相当“喜山”、“燕山”、“印支”、“海西”期。其中某些年龄值波动很大, 奥陶系中中性闪长岩最低的年龄为0.439亿年(沙河中关), 最高为1.689亿年(武安磁山); 中基性的黑云母角闪闪长岩最低年龄为0.356亿年(沙河綦村)最高为2.055亿年(沙河后坡); 赋存在 O_2^{+1} 层位中的辉橄闪长岩年龄为1.384亿年(沙河喉咽), 明显地低于闪长岩的一般年龄, 这与岩浆的演化及赋存的层位特征是不吻合的。一般认为是晚期的、穿切其他岩体和矿体的闪长玢岩, 最低的年龄为0.836亿年(沙河綦村), 最高年龄则为2.329亿年(武安崇义), 呈现出错综复杂的情况。

① 本文钾氩法同位素年龄采用常数为: $\lambda K^{40}(e) = 0.585 \times 10^{-10} \text{年}^{-1}$ 。

图2 华北地区邯鄲式铁矿區岩漿岩同位素地质年令分布图



钾氩法年龄与其他方法年龄相比较,也出现小于铀铅法、铷锶法年龄的情况,如紫山娄里正长斑岩中磷灰石铀铅法年龄为2.87亿年,而相应的正长岩全岩钾氩年龄为1.048亿年,凝灰粗面岩全岩钾氩法年龄为1.128亿年,二者相比存在着很大的差异,前者相当晚石炭世一早二迭世,大体与围岩的时代相当。山西二峰山与矿体再造有关的夕卡岩中金云母铷锶法年龄为1.97亿年,也都大于“成矿母岩”(二长岩)全岩钾氩法年龄(1.063—1.44亿年)和矿化“夕卡岩”钾氩法年龄(0.738—1.241亿年)。

因此,要重新认识钾氩法年龄的意义。钾氩法测定年龄的大小,取决于母体元素的 K^{40} 衰变子体元素气体 Ar^{40} 的含量多少。 Ar^{40} 保存性能好,含量高,测得的年龄就大; Ar^{40} 保存性能差,含量少,测得的年龄就小。目前所知,气体 Ar^{40} 的保存性能与温度密切相关,温度愈高,衰变的 Ar^{40} 愈不易保存, Ar^{40} 只有在一定温度下才开始保存。同时各种矿物,辉石、角闪石、云母、长石的 Ar^{40} 保存性能不尽相同,其 Ar^{40} 保存性能依次减弱,测得的年龄前者较大、后者较小。全岩的年龄与各种矿物的含量有关,暗色矿物多,年龄较大;长石矿物多,年龄较小。总之目前钾氩法所测得的年龄是岩体上隆冷却到一定温度时子体 Ar^{40} 开始保存的年龄,并不是岩浆结晶作用矿物形成的年龄。

邯邢地区的年龄值如此错综复杂,与地质情况不尽吻合,尤其是本区发育多期的岩浆活动。后期石炭—二迭纪的岩浆活动,形成多期活动的复式岩体,自然可影响、改造早期奥陶纪的年龄。

值得注意的是,这些地区仍出现一些残留的、老于2亿年的钾氩法年龄,如:

河北崇义闪长岩	2.329亿年
河北后坡角闪闪长岩	2.055亿年
河南安阳角闪玢岩	2.025亿年
河南鹤壁辉橄玢岩	3.287亿年
山东铁铜沟辉长苏长岩	2.821亿年
山东崂峪二辉闪长岩	2.254亿年

这些年龄值显然已超越了“燕山期”的时限,它们的出现标志着有更老的岩浆活动,但以往并未被人们所接受。近年来南京地矿所、桂林冶金地质所在徐淮地区工作获得了值得注意的成果^①。奥陶系中层状、似层状的闪长岩类,16个钾氩法年龄为:

江苏栖山魏老家角闪闪长岩(角闪石)	3.91亿年
江苏栖山姜利国角闪闪长岩(角闪石)	3.72亿年
江苏利国磨山闪长岩(角闪石)	4.03亿年
江苏利国义和庄闪长岩(角闪石)	4.06亿年
江苏利国微山湖滨闪长岩(全岩)	3.49亿年
江苏利国矿区(全岩)	3.63亿年
安徽小尖山闪长玢岩(角闪石)	4.00亿年
安徽小尖山闪长玢岩(全岩)	2.62亿年
安徽永固王场闪长玢岩(全岩)	3.86亿年

① 据南京地质矿产研究所同位素地质实验室,1977年,徐淮地区侵入岩同位素年龄初步研究。

安徽前马厂闪长玢岩	(角闪石)	4.17亿年
安徽前常闪长玢岩	(角闪石)	3.34亿年
安徽前常金云母石英闪长玢岩	(全岩)	3.31亿年
安徽四铺闪长玢岩	(全岩)	1.46亿年
安徽前常闪长玢岩	(全岩)	1.74亿年
江苏汉王闪长玢岩	(全岩)	1.60亿年

上列数值中12个年龄值在4.17—3.31亿年时限内, 3个全岩年龄在1.46—1.74亿年之间, 还有最大的1个年龄值为5.11亿年。此外, 尚有分布在闪长岩和奥陶系中的中酸性岩类和酸性偏碱性岩类, 前者年龄为1.52—1.67亿年, 后者为1.02—1.23亿年, 再一次证明了华北地区存在有多期岩浆活动, 不完全是燕山期的。

如今, 在奥陶系中闪长岩还没有测得大量的大于4.50亿年相当奥陶纪的年龄, 目前仅有一个濉溪邹楼闪长岩年龄为5.11亿年。徐淮及河南地区大于3亿年的闪长岩体, 其时代大体相当泥盆纪—早石炭世。结合区域地质情况来分析, 华北地区普遍缺失上奥陶统、志留系、泥盆系、下石炭统, 中上石炭统为海陆交互相地层, 这是由于华北地块在中奥陶世后, 受习惯称之为“加里东—海西”运动的影响, 使之隆起, 遭受侵蚀剥蚀再次沉积而成。因此, 赋存在奥陶系中闪长岩体也应随之隆起, 闪长岩中的母体元素 K^{40} , 衰变的 Ar^{40} 由于隆起而逐渐冷却, 到达 Ar^{40} 保留状态, 使之具有大于3亿年的年龄, 这些年龄值实质上就是加里东—海西运动的反映。自然, 后期的中酸性、酸偏碱性岩浆活动, 对奥陶系中闪长岩的钾氩年龄值的影响也不能排除。邯邢及其他地区, 很少出现>3亿年的K-Ar法年龄值, 很可能就是后期岩浆活动和“燕山运动”影响的结果。

若是按照常规, 这些年龄值是以奥陶纪后华北地块由于“加里东”运动的影响隆起, 在泥盆纪和早石炭世时, 闪长岩体侵入在奥陶系中来解释。仔细推敲一下, 在泥盆纪和早石炭世时, 奥陶系裸露地表遭受侵蚀剥蚀, 厚度最大也不过近千米, 这时, 闪长岩体侵入算什么性质呢? 何况厚度达数百米的闪长岩层状体, 何以能侧向运动, 顺层侵入呢? 所以这样常规的解释, 看来不尽符合情理。

结合地层来分析, 中奥陶统以碳酸盐岩为主。各地普遍夹有角砾灰岩, 通常以此作为划分组段的标志。这些角砾灰岩钙质砾岩中的角砾, 除通常所见到的灰岩、大理岩、燧石、页岩等下伏岩层的角砾外, 尚可见到闪长岩(石泊、蔡村黑山、燕瓦山)、安山玢岩、粗面岩、霏细岩(小井)等角砾(图版I—4)。在灰岩中也偶见有滚圆度良好的闪长岩角砾(固镇)。这些火成岩的角砾、碎屑的存在, 无疑地是标志着有相应的奥陶纪岩浆活动。长春地质学院在河北邯邢地区工作, 确定中奥陶统沉积之前部分地区曾有海底火山活动, 出现有安山岩、闪长玢岩、火山角砾岩-块集岩等, 这也是奥陶纪岩浆活动存在的重要佐证。这些与同位素地质年龄资料的分析认识是相吻合的。

四、铁矿成因的探讨

综合上述, 铁矿严格地受层位控制, 主要以层状、似层状赋存在中奥陶统中, 具有明显的原生沉积标志, 包括星散状、韵律状、鲕状构造以及同生的褶曲构造等, 表明是以沉

积方式成矿的。硫同位素资料表明多数矿床含有较多的重硫, $\delta S^{34}\%$ 集中在8—17之间,说明大量的铁质是与沉积时富重硫的硫酸盐有关,是同生沉积的。就现有的同位素地质年龄资料分析表明,存在有奥陶纪的岩浆活动。按照一般情况,中基性岩浆来自上地幔,应具有接近于陨石硫 $\delta S^{34}\%$ 在0值附近的特征。这里除山西二峰山、塔儿山为代表的部分矿床具有与此近似的特征外,邯邢地区闪长岩中黄铁矿也有较低的 $\delta S^{34}\%$ 6.6。而其他多数矿区 $\delta S^{34}\%$ 是重硫增多、分散,这是沉积时富重硫的硫酸盐影响硫同位素分馏作用的结果,所以铁质主要是由奥陶纪岩浆活动提供的。

中奥陶统发育邯邢式矿床的地区是处于隆起带向凹陷带过渡地段的滨海带,或是海盆中局部隆起的边缘地带,海水进退频繁,在潮上带由于强烈的不断蒸发的条件下发育 $S^{34}O_4^{-2}$,与 Ca^{+2} 结合形成了大量的石膏,其 $\delta S^{34}\%$ 通常在10以上,最高达26。在奥陶纪海盆沉积成矿过程中,富有重硫的 $S^{34}O_4$ 起作用,导致来自陨石硫的同位素进一步分馏,出现较多的重硫,并由于 $S^{34}O_4$ 影响不同,而出现分散的现象,这说明铁质来自奥陶纪的岩浆活动,在地层沉积时就具有的。主要是同生的,不是外来的或后生的。

来自奥陶纪岩浆活动的铁质,在海盆中运移、储存,在适宜的环境下 ($10 > pH > 7$ 、 $-0.3 - 0.8 < EH < 0.4$)形成了不同数量的赤铁矿、磁铁矿、菱铁矿、黄铁矿与碳酸盐矿物、石英、燧石等伴生,呈层状、似层状、透镜状与围岩整合产出,并具有星散状、韵律状、鲕状等构造。由于同时代岩浆活动的气液作用以及后期石炭一二迭纪的岩浆活动的影响,使原始矿层得到进一步改造、再造,呈现出复杂多样的情况。闪长岩类发生钾化、钠化以及夕卡岩化,富Ca、Mg、Fe、Al、Si等组份的围岩生成夕卡岩,磁铁矿重新结晶,颗粒增大,菱铁矿变为磁铁矿,以致于或是生成磁铁矿脉穿切、充填包裹围岩,或是矿体被破坏,形成角砾,或是被岩体、夕卡岩穿切包裹。而与硫酸盐作用构成的铁、铜硫化物更易得到再造,出现更为复杂的形体。这些复杂情况的出现,致使某些原生的沉积特征模糊以致消失,导致人们认识上的差异、分歧。

(1980年4月收到)

参 考 文 献

- (1) 长春地质学院地勘系七五勘探专业委员会, 1977, 太行山东麓M河流域构造体系的发展及成岩成矿作用, 长春地质学院院报, 1期。
- (2) 华北(天津)地质研究所火山岩组, 1977, 运用海相火山成矿理论探讨太行山东麓某地区找矿方向, 长春地质学院院报, 1期。
- (3) Carozzi, A. V., 1960, *Microscopic Sedimentary Petrography*, John Wiley & Sons, New York and London.
- (4) Faure, G., 1977, *Principles of Isotope Geology*, John Wiley & Sons, New York, Santa Barbara London, Sydney, Toronto.
- (5) Schulz, O., 1976, *Typical and Nontypical Sedimentary Ore Fabrics*, *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, Vol. 3 Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam—Oxford—New York.

DISCUSSION ABOUT THE IRON SOURCE AND ORIGIN OF THE IRON ORE DEPOSIT OF HANXING TYPE

Wang Yuelun, Ren Fugen and Shi Yi

Abstract

The iron ore deposit of Hanxing type solely distributes in the Middle Ordovician Series as layered essentially. Its origin has not inevitable relation to the contact metasomatism of diorites and skarns. The sodium and potassium alteration of diorites are not the mark of differentiation of the iron ore. Virtually the iron ore possesses disseminated particles, fine cyclothem, syngenetic deformation and oolitic texture, which demonstrate that the iron ore deposit of Hanxing type is symphytic deposit.

The character of sulfur isotopes, $\delta S^{34}\%$ range from 17.6 to 8, shows that this ore deposit is more S^{34} and is similar to the volcanic-sedimentary deposit in nature (such as Shilu, Baixiangshan and Bizigou). This fact, therefore indicates that the iron ore deposit relates to the S^{34} -rich sulphate during its sedimentation in marine basin.

There are 131 isotopic ages in this area. Among them 19 K-Ar data of diorites in the Ordovician are more than 200 m. y. and 13 ages range from 328 m. y. to 417 m. y., so they point out that the formed time of diorites is not entirely "Yenshanian". These 328—417m. y. ages of diorites are the ages which are resulted from cooling and uplift of Ordovician magma influenced by the Caledonian-Hercynian movement.

Taken a general view of preceding description, the iron matter mainly derived from Ordovician magmatic activity and mineralized in sedimentary form. During the process of sedimentation, the influence of S^{34} -rich sulphate in the sea-water can further fractionate, the sulfur isotopes and the major S^{34} -rich iron ore deposits of Hanxing type which are strictly confined by definite stratigraphic position are formed. Subsequent gas-fluid action and many times of magmatic activity can deform and reform the primitive iron ore bedding, and various forms of complex ore bodies are occurred.

图版



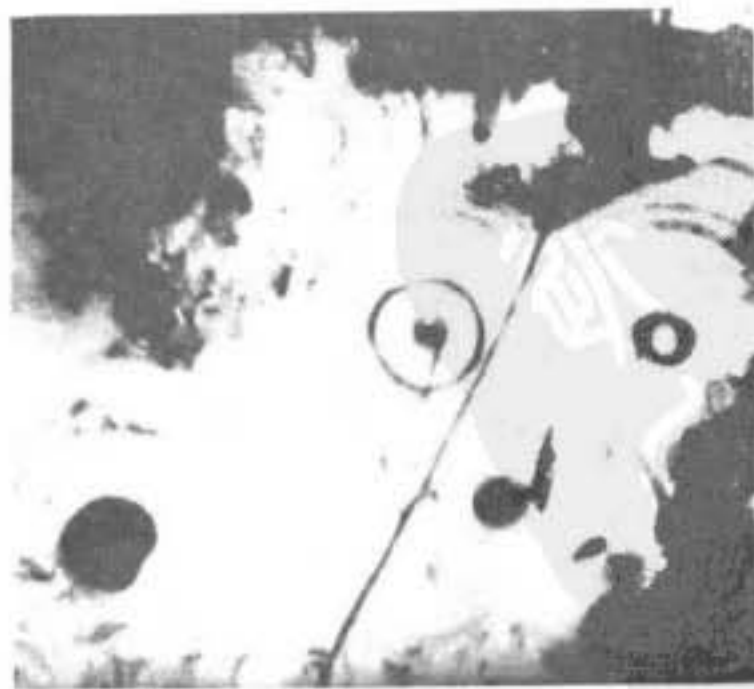
1. 韵律状构造 (开采断面)

固镇凤凰山



2. 韵律状构造 (79 F-4)

符山1矿

3. 环状构造 (229), 电镜 $\times 1000$, 核心为硅质 (黑色), 外环为赤铁矿 (白色)

符山七矿



4. 钙质麻岩中的闪长岩角砾

燕瓦山

水解而发生沉淀(中国科学院贵阳地球化学研究所, 1977)。pH 增高时, 亦常导致 Fe^{3+} 的沉淀。

(三) 成矿物质脱载及富集的地质条件

岩浆熔离的矿浆和残浆、气、液均可由岩浆深部分异及就地分异而获得。前者以深部分异为主; 而后者以就地分异为主。例如江苏梅山有两种叠加的铁矿床。自残浆、气、液形成的铁矿床为就地分异的产物, 于次火山岩体的顶部形成浸染状、网脉状、角砾状铁矿。岩浆熔离的铁矿浆为深部分异的产物, 贯入次火山岩体的顶部, 且切割前类矿体, 证明后者生成较晚。于安徽姑山地区岩浆熔离矿床形成于第一旋迴, 充填于火山管道, 少部溢出地表, 而由残浆发展而来的矿床则形成于第二旋迴。

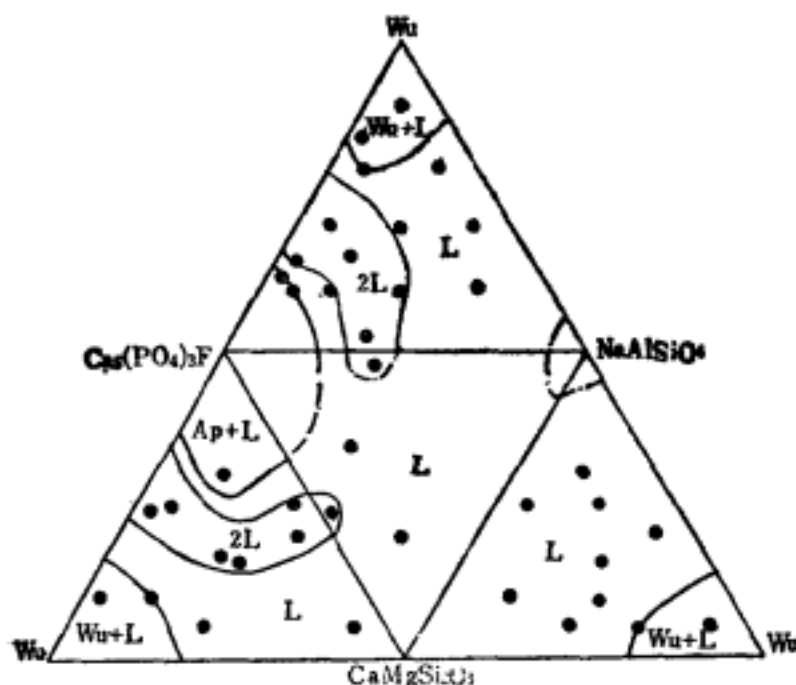


图 11-5 $\text{FeO}-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{F}-\text{NaAlSiO}_4-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 四元系中各三元系的 1403°C 等温剖面

(据苏良赫、李九玲、张桂兰图, 1979 年 12 月)

Ap. 氟磷灰石 $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}]$; Wu. 方铁矿 (FeO) ; Di. 透辉石 $(\text{CaMgSi}_2\text{O}_6)$; Ne. 霞石 (NaAlSiO_4) ; L. 液体; --- 推测界限; - - - 据 Л. Н. Корарко 等人资料。

成于第二旋迴。

一个越来越引人注意的问题是比较大而富的矿体多生成于次火山岩体-浅成侵入体与围岩接触部位。以往对侵入体顶部的矿体注意较多, 但对岩体旁侧与沉积岩接触部位的铁矿重视不够。通过多年来广大工人、干部、科技人员的生产实践, 特别是 1976 年以来冶金地质 808 队在安山玢岩、闪长玢岩-闪长岩体与周冲村组 (T_2z) 上部及下部的“膏溶层”(含碳酸盐岩角砾的膏盐层, 膏盐部分被溶解, 而成自角砾, 厚度往往超过 100 米)、黄马青组 (T_2h) (一般为含碳酸盐的砂页岩) 接触带的钻探工作已取得很好的结果。因此, 中性次火山岩-浅成侵入体与上述岩层的接触带已成为主要找矿方向。现已注意到邯邢式铁矿亦多产于中性侵入体与中奥陶统马家沟组膏盐层的接触部位。

因此, 围岩, 特别是膏盐层对成矿所起的作用是当前许多地质工作者所探讨的课题。更有对白象山式(凤凰山式)铁矿床提出层控矿床的论点。作者认为: 围岩首先起了屏蔽作用, 才不使成矿物质外溢。其次, 膏盐层中之盐类易溶解, 石膏在应力作用下易发生塑性变形, 使夹于其中的碳酸盐岩折断破碎形成角砾, 而成为构造脆弱带, 为岩浆、矿浆、成矿气液运移的通道和汇集之所。由于这些部位压力的突然降低, 氧分压的突然升高, 又促进铁矿浆的熔离及残浆气、液的生成。对高温气液及中、低温热液来说, 接触带也为成矿作用准备了良好的化学条件, 围岩与含铁气、液的化学成分相差较大(周冲村组含碳酸盐及硬石膏组分多), 易发生蚀变, 促使铁的沉淀富集。围岩中可能有一部分铁质析出参加成矿。但它只占从属地位。一般来说, 铁是在还原 ($E_h < 0$, Fe^{2+}) 和酸性 ($\text{pH} < 7$, 一般为 3) 条件下溶解运移; 而在氧化 ($E_h > 0$, Fe^{3+}) 和碱性 ($\text{pH} > 7$) 条件下沉淀。铁对氧化作用的敏感性是使它在热液中与 Ca、Mg 分离的一个重要原因。因此, 围岩亦起着改

变 Eh 值和 pH 值的作用。pH 值的改变是铁质析出的主要因素之一；而 Eh 值的变化是形成不同铁矿物组分的重要因素。中国科学院贵阳地球化学研究所(1977)的实验表明：“Eh 值升高(降低氢分压)和温度降低，有利于形成赤铁矿和白云母；Eh 值降低和温度升高，有利于形成磁铁矿和含铁硅酸盐”。

四、关于铁质来源问题

愈来愈多的人称白象山式(凤凰山式)铁矿与膏盐层的密切关系，但对铁矿的成因却有不同的看法。问题的焦点在于铁质的来源。狭义层控矿床的观点认为成矿铁质主要来自沉积层的含铁碳酸盐矿物-铁方解石和菱铁矿。但目前在同一层位中发现的铁方解石及菱铁矿尚不多，对它的规模及所起的作用有待进一步进行工作。但根据本书第八章第二节陈锦石等的罗昌河铁矿硫同位素研究得出的结果是：成矿热液中的硫，一部分来自地壳深部或上地幔，其 δS^{34} 值为 $0 \pm 5\text{‰}$ ；另一部分来自周冲村组海相石膏，其 δS^{34} 值约为 $+27\text{‰}$ 。两种来源的硫混合构成 $\delta S^{34} = 18-19\text{‰}$ 的成矿溶液中的硫。于津生等(1979)对白象山铁矿硫同位素的测定结果(图 11-6)，亦说明硫是混合硫，但来自安山岩浆的硫仍占优势。

对氧同位素的研究亦得出了类似的结论(第八章第三节)。此外，对岩石中铈同位素、稀土元素等的研究(见第八章第四节及第一节)亦说明岩浆是一种混熔或同化混染的产物。因此，我们认为铁矿成矿物质的来源可能有三：1) 来自中性岩浆、残余岩浆、气、液(占主要地位)；2) 沉积岩蚀变后析出的铁质；3) 岩浆岩(火山岩或侵入体)蚀变后析出的铁质。

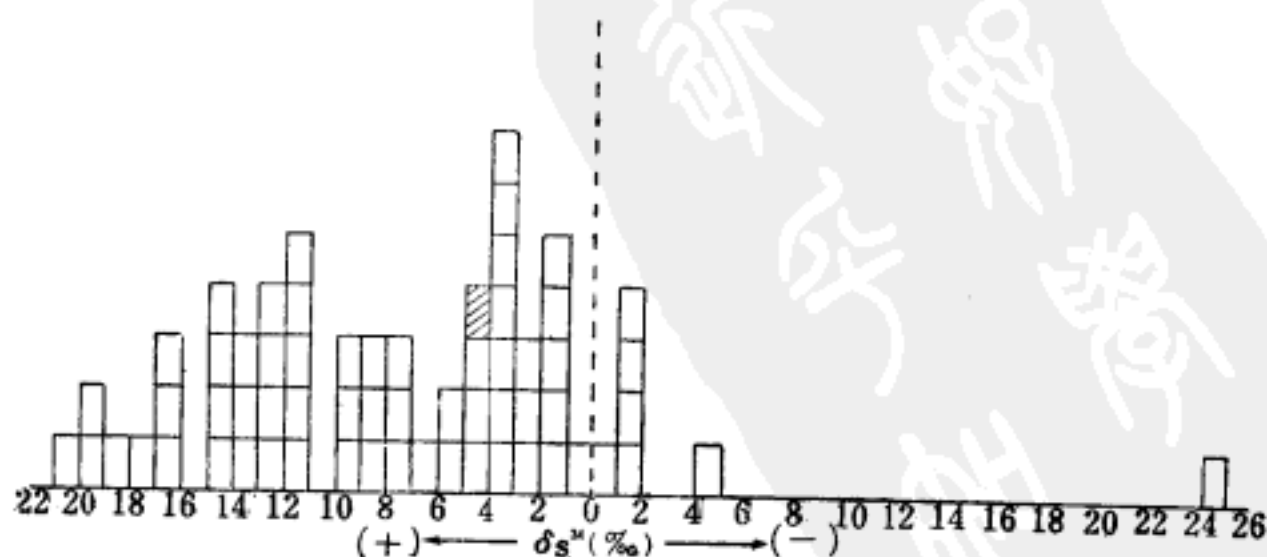


图 11-6 安徽白象山铁矿床硫同位素组成
空白方格代表黄铁矿，具斜线方格代表方铅矿。

五、对邯邢式铁矿的认识

近些年来，对邯邢式铁矿亦有所接触，深深感到它所处的大地构造位置、成矿时代、成矿母岩的岩性特征等方面与宁芜型铁矿者甚相近，在围岩性质上甚相似：前者成矿作用

受中奥陶统含膏盐层的层位所制约；而后者则与中三叠统含膏盐的地层有密切关系。所不同者，与邯邢式铁矿成矿有关的侵入体侵位较深，铁矿形成过程中压力较大，夕卡岩矿床较发育。但主要应属于残余岩浆、气、液矿床系列。所掌握的资料表明：邯邢地区亦有岩浆熔离贯入铁矿床存在。因此，可以把邯邢式铁矿与宁芜型铁矿视为相似成矿作用在不同地质条件下（特别是成矿深度）的表现形式。

六、结 论

1. 由于地球内部物质的长期分异，铁在地球各壳层中的分布不均一，主要集中于地核中。在地壳及上地幔铁相对处于分散状态。O、Na、Al、Si、K、Ca 等的化合物，特别是它们形成的硅酸盐岩浆是把铁送往上地幔及地壳的运载工具（载体）。因此，可以断言，铁的富集成矿过程就是排除上述元素的干扰、脱离载体、富集的过程。

2. 硅酸饱和的偏碱性的中、基性岩浆是铁的良好载体。也是铁在适宜条件下容易与其脱离的载体。因此，对成矿有利。

3. 铁矿的形成过程是成矿物质与载体（熔浆、气、液）分离的过程。根据实际地质资料、成矿实验及热力学分析，把与安山岩建造有关的铁矿分为两大系列：岩浆熔离矿床系列及残余岩浆气、液矿床系列。因两者中都有一定量挥发分，在发展过程中均经历岩浆、伟晶岩、气成、高、中、低温热液诸阶段。由于实际地质情况不同，并不总是在一个地区两种矿床系列都并存，也不总是每个矿化阶段都表现得很明显。但不同系列、不同矿化阶段的产物往往叠加在一起，却是常见的。这反映了它们之间的内在联系。而区别这两种矿床系列有利于找矿及勘探。

4. 中性次火山岩-浅成侵入体与围岩（特别是周冲村组含膏盐的岩层）接触部位有利于成矿，其原因为：1）围岩起了屏蔽作用，不使成矿物质外溢。2）膏盐层及其与岩体接触部位是构造脆弱带，为熔离的矿浆及残浆气液运移的通道及汇聚之所。3）由于这些部位压力的骤然降低及氧分压的增高，又促进了岩浆的熔离及残浆气液的生成。对含铁高温气液及热液来说，接触带又为成矿作用准备了很好的物理化学条件：围岩与含铁气液的化学成分相差较大，围岩易发生蚀变，Eh、pH 值的改变均促使铁的沉淀富集。围岩中有一部分铁质可能析出参加成矿。

5. 近矿围岩蚀变是成矿作用的一个必不可少的组成部分，是使成矿物质与载体（气、液）脱离的重要步骤之一。通过对围岩的交代作用，而使气、液中铁的化合物及络合物破坏，使铁得以分离富集。因此围岩蚀变可做为找矿的标志。而两种矿床系列的围岩蚀变情况不同，也可做为识别它们的标志。

第二节 宁芜地区与火山岩有关的铁矿床¹⁾

李秉伦 谢奕汉

本区与富硷质中偏基性岩浆火山-侵入活动有成因联系的各种铁矿床，根据它们生成

1) 本节承王英兰同志参加了包体的测试工作，在此一并致谢。

的地质条件的不同,已建立了“玢岩铁矿”模式,并就其矿化部位和矿化特点进行了分类(宁芜研究项目编写小组,1977。长江中下游火山岩区铁矿研究组,1977)^{[1],[2]}。玢岩铁矿模式,是以中基性浅成侵入体为中心,在不同的地质环境,包括地下的不同围岩和地表环境中形成的一组矿床。模式的建立和矿床的分类,对区域成矿规律的阐明,及在开展新区的找矿评价工作上,都具有一定意义。但如前所述,对宁芜地区不同类型矿床的产状、矿物组合、结构构造以及近矿围岩蚀变等的综合研究,表明火山岩铁矿床可以分为两大成因系列(吴利仁,1978)^[4]:一是从硅酸盐熔体中熔离出来的铁矿浆矿床,二是由岩浆分异演化后期的残浆、气液发展形成的铁矿床。它们各具不同特点,但又有重叠,以致难以辨别。本文不拟逐一描述千变万化的各种矿床的特点(许多文献中已有报道),只就本区火山岩铁矿的矿床学和地球化学的某些问题做一些理论性的讨论,而且重点放在矿浆矿床方面,并在此基础上,拟定了矿床的分类和成矿模式。

一、矿浆型铁矿的矿床学和地球化学特征

关于火山岩铁矿与那种岩浆有关的问题,现在已有许多证据表明:火山岩铁矿与富硷质中偏基性岩石有密切关系。这不仅在空间分布上,二者常相伴产出,而且在同位素年龄上二者也相近,一般是岩先矿后,例如梅山闪长玢岩为 123×10^6 年,而铁矿为 116.8×10^6 年;白象山角闪闪长岩为 128.8×10^6 年,铁矿石中的金云母为 105×10^6 年;钟九钠长闪长岩为 126.2×10^6 年,铁矿石中的金云母为 93.4 和 94.1×10^6 年。而铁矿与火山岩的密切关系,在火山碎屑物中铁质浆屑(姑山)的存在和受火山喷发层位控制的层状铁矿(龙旗山、盘古岭)的产出也提供了有力的证据。

近年研究火山岩和铁矿中磷灰石的稀土元素含量和配分¹⁾,得到很有意义的结果(表11-4)。姑山铁矿的岩体和矿体中的磷灰石, Y、Ce 和 La 的含量和配分值十分接近,但

表 11-4 姑山和白象山铁矿的岩石和矿石中的磷灰石的 Y、Ce 和 La

矿 区	磷灰石的产状	Y		Ce		La	
		含量%	配分值	含量%	配分值	含量%	配分值
姑 山	辉石闪长岩	0.068	12.41	0.3240	59.12	0.156	28.47
	网脉状铁矿石	0.0625	10.26	0.3648	59.75	0.183	30.07
白象山	角闪闪长玢岩	0.065	15.95	0.268	65.81	0.115	28.24
	金云母磁铁矿	0.059	20.62	0.172	60.16	0.055	19.22

二者在产状上只有空间上的相邻性,没有继承性和演化关系,因此稀土元素的含量和配分值的相似,说明两者为同源岩浆经不混溶作用形成的两种产物——岩浆和矿浆。白象山铁矿的岩体与铁矿的关系,从产状来看,铁矿是角闪闪长质岩浆侵入到钙铁质岩层,经接触变质和热液交代作用形成的,从时间上来看也是岩浆侵入在前,矿体形成在后。故二者为继承关系。这种继承关系使得岩石和矿石中磷灰石的稀土元素,在含量和配分上有了

1) 安徽省冶地公司 808 队, 1979。

明显的差别。矿石中磷灰石的稀土成分不仅受热液演化的制约,而围岩成分对它也有着不容忽视的混染影响。

氧同位素的研究,可以从另一个侧面说明成矿过程的情况。姑山流纹气孔状矿石的赤铁矿,其 δO^{18} 为 $+0.44\text{‰}$,雪花状矿石的赤铁矿,其 δO^{18} 为 $+3.46\text{‰}$ 。此数值接近火山岩中磁铁矿和赤铁矿 δO^{18} 的数值 ($+1.0—+3.0\text{‰}$),因此矿浆型铁矿矿石与火山岩具有类似的成因。这与磷灰石稀土元素成分所反映的矿石成因相符合。向阳铁矿属于白象山式铁矿,其磁铁矿 δO^{18} 为 $+3.73—+5.94\text{‰}$,与罗河铁矿的相近,但比矿浆型铁矿的要高。铁矿体上覆的黄马青组页岩中的铁质结核,其中受热液影响、发生重结晶的含赤铁矿的结核, δO^{18} 为 $+13.07\text{‰}$,没有受到热液影响的铁质结核,其 δO^{18} 为 $+17.6\text{‰}$,说明沉积成因的铁矿物,其 δO^{18} 最高,比矿体中磁铁矿的 δO^{18} 要高得多。因此推测形成向阳铁矿的岩浆及其热液,在成矿过程中,与沉积岩发生接触变质作用,混入了天水成因的岩矿物质,增加了成矿流体中的 O^{18} ,使磁铁矿 δO^{18} 增大。

综合上述可知:火山岩与矿床的时空关系和稀土元素的配分情况,说明了火山岩铁矿的形成与富硷质中偏基性岩浆活动有密切的关系,而稀土元素的配分特征和 δO^{18} 的变化,进而显示出矿浆型铁矿与接触交代型铁矿有着完全不同的成矿性质。

宁芜地区两个粗安岩的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比值为 0.70527 和 0.70504,均落在玄武岩源区的 Sr^{87}/Sr^{86} 初始比值的范围内,说明宁芜火山岩浆来自上地幔。根据大地电磁测深的研究(顾群等,1980),在山东南部的沂沭地区,郯庐断裂带的断裂位错,进入了软流圈,而该深断裂南延通过本区的西侧。因此,上地幔岩石经部分融熔产生的岩浆,可能以该断裂及下扬子破裂带为通道而上升,至地壳上部,则沿长江下游继承式断陷盆地的断裂而喷溢,形成该地区火山岩分布的格局。

富硷质中偏基性岩浆沿郯庐断裂上升时,因部位深,可能处于氧逸度低的封闭体系,它的结晶分离作用,使残浆富集铁质(E.F. Osborn, 1956, 1962)^{[11],[12]}。当这种富铁岩浆侵位于与地表相通的断陷盆地的断裂时,由于大气氧的混入,氧逸度增高,同时岩浆温度降低,岩浆发生不混熔作用,形成了岩浆和矿浆,它们以各种方式,侵位于不同部位,展开了岩浆和矿浆的各自演化。

关于富含铁和磷的中性岩浆,在适宜的温度下,可以发生不混熔现象,已有 Philpotts 实验证明(A.P. Philpotts, 1967)^[13]。他的实验是在常压和氧逸度较高的条件下进行的,这与本区的岩浆地质条件有某些类似。

在氧逸度升高的条件下,岩浆分异的趋向也发生了变化,将向富集硅质及硷质的方向进行(E.F. Osborn, 1959, 1962)^{[11],[12]},形成了本区硅酸饱和的、偏硷性的中基性火山岩及次火山岩。岩浆中硷质的富集,有利于残浆气液铁矿床的形成。这已由伴随铁矿的硷质蚀变岩石的广泛分布得到证实。

本区矿浆型铁矿床,有三种产状:

其一是产于火山沉积岩中的层状铁矿,围岩为沉凝灰角砾岩、沉凝灰岩和沉积碎屑岩。富铁沉凝灰岩过渡为凝灰质赤铁矿层。矿物组合为石英和赤铁矿,普遍含重晶石(如龙旗山铁矿)。

其二是产于安山岩中的喷溢铁矿层(姑山、梅山附近),矿石具气孔气管构造,炉渣状构造和块状构造。矿石都是由赤铁矿、石英及少量磷灰石组成的。

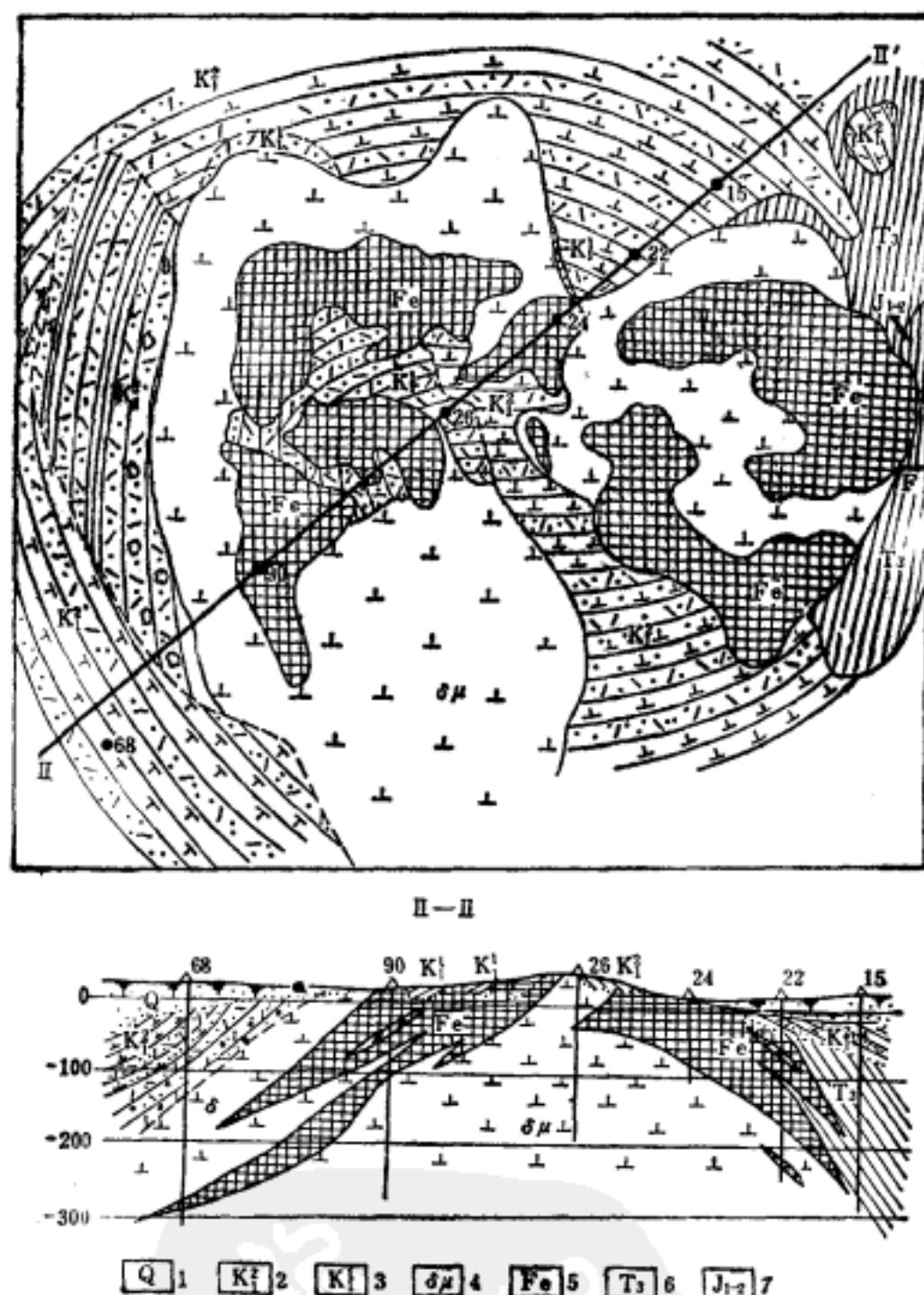


图 11-7 姑山铁矿床平面剖面图 (1:1000)

(根据安徽冶地公司 808 队, 1979)

1. 第四系沉积物; 2. 上火山岩组; 3. 姑山组; 4. 闪长玢岩; 5. 铁矿体; 6. 黄马青组砂页岩; 7. 象山群砂岩。

其三是贯入充填在火山机构中或次火山岩体的内外接触带, 如姑山 (图 11-7) 和梅山。矿石结构和矿物组成随矿浆贯入的部位不同而异, 现分述如下:

1. 表成喷溢贯入矿床。安徽省冶金地质 808 队有较深入的研究¹⁾。矿床上部矿石呈气管状、角砾状和杏仁状构造。向下过渡为细粒致密块状矿石, 其中包含有骨架状、树枝状、羽毛状、菊花状等构造的浑圆形到外形不规则的团块。这是矿浆中挥发分局部集中形成的粗晶。这种近地表的矿床是由赤铁矿和石英组成的。再向下逐渐过渡为磷灰石、石英和磁铁矿 (或假象赤铁矿) 所组成的块状矿石。矿体与围岩为侵入接触 (姑山), 围岩没有蚀变现象, 即使有也是很微弱的。

1) 安徽省冶金地质勘探公司 808 队, 1979。

2. 浅成贯入矿床,以梅山铁矿为例,在产状上有如下特点:

1) 梅山铁矿的主矿体,为中间厚向四周分枝变薄的巨大透镜体,赋存在辉长闪长玢岩岩体顶部与辉石安山岩接触带附近。在该玢岩岩体上部,有本区火山岩铁矿中常见的蚀变现象,并有浸染状贫矿体产出。根据张兴隆的研究,认为主矿体是在浸染型贫矿体形成之后形成的¹⁾。

2) 在主矿体与围岩的接触带上,尤其是在矿体顶部多有围岩(如安山岩、安山玢岩等)角砾分布。角砾往往是由微细裂隙扩展而成。角砾被铁矿浆胶结,微裂隙被铁矿浆充填,构成角砾矿石或网脉状矿石。向内,围岩角砾消失,过渡为致密块状矿石。在矿体边部的角砾稜角清晰,没有熔蚀,有的甚至没有发生位移。越向矿体内部,角砾越小,熔蚀现象越明显。这种变化和分布特点,清楚地表明矿浆对围岩的冲击作用和同化作用。首先将围岩冲碎,然后将其熔蚀吞没,创造了容矿控矿空间,形成了矿浆的侵位,改变了矿浆的成分。

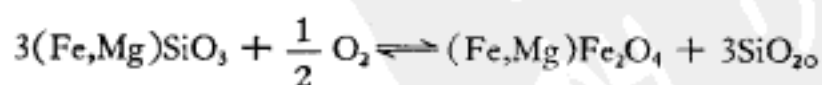
3) 在矿体周围有矿枝伸向围岩,矿枝宽度可达1—3米,穿插距离可达50米。矿枝尖灭处,没有一般热液矿脉所具有的强蚀变现象,只有岩脉尖灭的性质。

4) 矿石由磁铁矿及少量普通辉石、磷灰石和石英所组成。在矿体边部还有钙铁榴石产出,呈致密块状结构。在矿体上部及边部有空洞构造,空洞从几厘米到一米以上,大小不等。形状多为扁球形,拉长的椭球形或不规则形状。在空洞外围的磁铁矿颗粒变粗,晶形较好。空洞之内有碳酸盐矿物和石英。据报道还有少量的硬石膏和重晶石晶体产出。从产状来看,它们为原生气泡。

5) 在矿体边部和下部,常有磁铁矿、磷灰石和普通辉石所组成的伟晶矿脉产出。在成矿作用的后期有热液作用,它对早期形成的所有矿物进行了交代,形成假象赤铁矿、菱铁矿、黄铁矿及其它碳酸盐矿物、各种含水硅酸盐矿物,并可构成巨大的菱铁矿矿体或黄铁矿矿体(如梅山铁矿的西北部)。

上述矿床的地质特点表明:当矿浆侵入在地壳较深部位时,矿浆自身发生了与岩浆演化相似的过程,即当矿浆侵入之后,即发生矿浆分异作用、伟晶作用和热液作用。

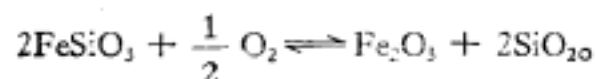
这种类型的火山岩铁矿,在矿物组合的空间分布上,具有明显的特点,即在成矿过程中,与大气接触的地表或靠近地表接近常压形成的矿床,因为炽热的矿浆,在氧逸度高的作用下,形成了没有辉石的赤铁矿和石英(或含少量磷灰石)的矿物组合。当矿浆侵入部位较深时,封闭性较好,氧逸度较低,矿石矿物组合过渡为磁铁矿为主的辉石、磷灰石以及微量石英和碳酸盐矿物组合。可见这种矿物组合的变化,氧逸度起着决定性作用。这可通过某些热力学反应来说明,其中最有一个反应是:



即当含镁的铁硅酸盐矿浆,在地壳较深部位结晶时,氧逸度较低,辉石为稳定矿物。形成含石英较少的、以富镁的磁铁矿为主、含有辉石和磷灰石的矿石(梅山)。当这种矿浆在地壳较浅部位结晶时,氧逸度增高,上述反应向右移动,辉石分解,形成磁铁矿和石英。矿石的组成矿物变为磁铁矿、石英和磷灰石。姑山铁矿石中的辉石完全被石英交代(宁芜研究

1) 张兴隆, 1979。

项目编写小组, 1978)^[1], 即为典型例证。如果矿浆喷溢地表或侵位近于地表, 氧逸度进一步增加, 则下面的反应式将向右移动:



即形成由赤铁矿和石英组成的矿石(姑山)。由于氧逸度的增加, 即使磁铁矿已经形成, 也将发生假象赤铁矿化。宁芜地区火山岩铁矿, 普遍存在的赤铁矿化是在 360℃ 到 450℃ 和氧逸度增高的条件下发生的。

在本区没有发现氧逸度更低的环境中形成的岩石或矿石。例如像东格陵兰 Skaergaard 层状侵入体的铁橄榄石辉长岩那样的岩石。这是因为富铁岩浆侵位于与地表相通的断裂带, 不存在低氧逸度的条件。

矿浆型火山岩铁矿中的磁铁矿, 虽然含有亲基性岩浆的特征元素, 但随着矿浆作用的演化, 这种特征元素在含量上的变化是很明显的。例如姑山铁矿的磁铁矿有三个主要世代, 即脉状磁铁矿、块状磁铁矿和矿石中巨大板状磁铁矿, 随着矿化过程的发展, 其中钛和钒的含量降低, 钴和镍的含量升高。(图 11-8, 11-9)

在假象赤铁矿化作用下, 磁铁矿的组成元素发生了明显的变化, 例如块状矿石中的磁铁矿, 经假象赤铁矿化, Fe_2O_3 含量增加, 而 FeO 、 MgO 、 TiO_2 和 V_2O_5 含量降低, 直到与板状赤铁矿和镜铁矿相似的成分(图 11-10)。

因此, 矿浆型火山岩铁矿中磁铁矿的微量元素含量, 可以反映矿浆作用演化状况, 而假象赤铁矿中的微量元素含量, 可以反映矿浆期后成矿作用的演化。

铁硅酸盐矿浆的结晶作用, 在残余矿浆中集中了挥发性组分, 形成了富含挥发分的残浆。在矿体的下部形成了与主矿体矿物组成相同的有各种结构的伟晶团块或矿脉(如菊花状, 骨架状和竹叶状等)。其中挥发分的富集, 不仅从巨大晶体的矿物集合体在细粒致密矿体中呈异离体或晚期脉体的产状得到证明, 而且矿物中的流体包裹体的性质和数量表现的尤为突出。在矿体中的致密块状矿石的磷灰石, 有玻璃包裹体和气液包裹体, 但数量少。而在伟晶矿脉的磷灰石中, 含有非常多的气液包裹体, 而玻璃包裹体少见, 说明形成伟晶矿脉的成矿流体的挥发分比主结晶期的矿浆要多得多。

伟晶矿脉的矿物组合与主结晶期形成的矿体的矿物组合相似, 例如姑山铁矿矿体的矿物组合为赤铁矿和石英, 其中菊花状、骨架状结构的伟晶团块的矿物组合也是以赤铁矿和石英为主要矿物。梅山铁矿的主结晶期形成的矿物组合为磁铁矿、普通辉石和磷灰石, 其中伟晶矿脉也是由磁铁矿、辉石和磷灰石组成的。这种矿物组合的一致性, 说明两者的亲缘关系。结合伟晶矿脉切割主矿体的产状, 表明伟晶矿脉是主矿体的派生产物。

矿石中气管状构造的广泛分布, 空洞中碳酸盐矿物的大量产出以及包裹体以 CO_2 为主的气体成分, 说明矿浆中有大量碳酸气体存在。随着矿浆结晶作用和温度的降低, 矿浆

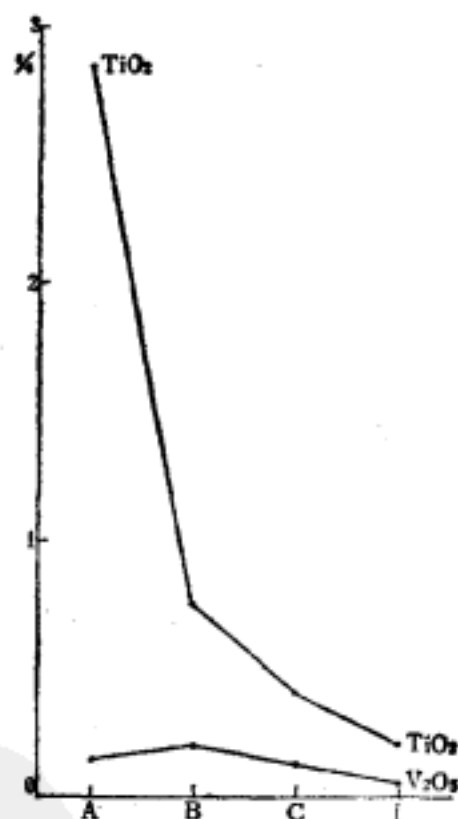


图 11-8 矿浆型铁矿床磁铁矿中钛和钒随成矿作用的变化
A. 辉石闪长岩中的磁铁矿; B. 脉状磁铁矿; C. 块状磁铁矿; D. 矿石中板状磁铁矿大晶体。

阶段过渡为伟晶残浆阶段和热液阶段。热液阶段的成矿流体已经变成与矿浆性质完全不同的热液,其 pH 升高了,碳酸更富集了。因此

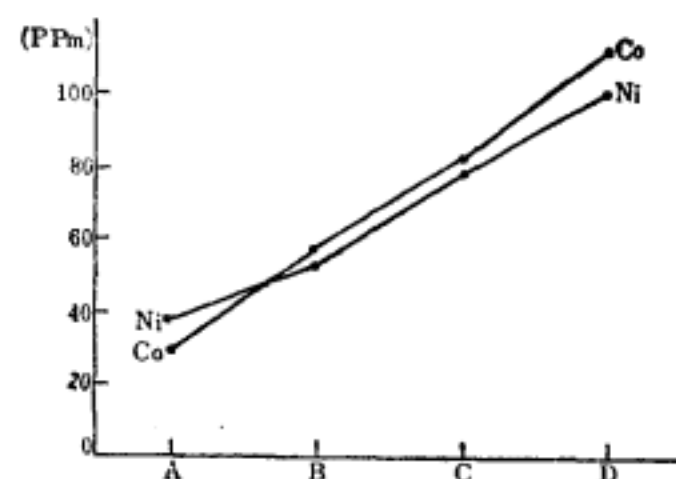


图 11-9 矿浆型铁矿床磁铁矿中镍和钴随成矿作用的变化

同图 11-8。

在矿浆作用中,经历了矿浆结晶分异作用、伟晶作用和热液作用等过程,展开了矿浆演化的历史。矿浆的演化,决定了矿浆的成分和它们的相互作用,也决定于矿浆演化过程中的物理化学条件的变化。研究成矿的物理化学条件的重要途径之一,是进行包裹体研究,因为包裹体中保存了成矿母液。

二、矿浆型铁矿床的包裹体研究

本区火山岩铁矿包裹体,已经进行过一些工作(李荫清等,1979)^{1),2),3)},在气液包裹体测温方面虽然取得了一定的成果,但对高温下形成的包裹体研究尚少,对其他性质的研究尚未进行。作者等在融熔包裹体和气体成分方面取得了初步成果,在热爆法测温工作中,发现了高温爆裂包裹体,这对矿床地球化学性质和矿床成因

不同的热液,其 pH 升高了,碳酸更富集了。因此在矿浆阶段形成的矿物(如辉石、斜长石、石榴子石甚至磁铁矿和磷灰石等矿物所组成的岩石和矿石),在热液的新条件下,都变得不稳定,因而磁铁矿被赤铁矿所交代,形成了假象赤铁矿。而富含铁质的硅酸盐矿物如辉石和钙铁榴石的矿石,经赤铁矿化和碳酸盐化,形成假象赤铁矿菱铁矿矿石。在梅山铁矿的西北部,经过这种作用,形成了工业矿体。

总之,矿浆型火山岩铁矿具有与岩浆后期气液交代型的火山岩铁矿完全不同的性质。

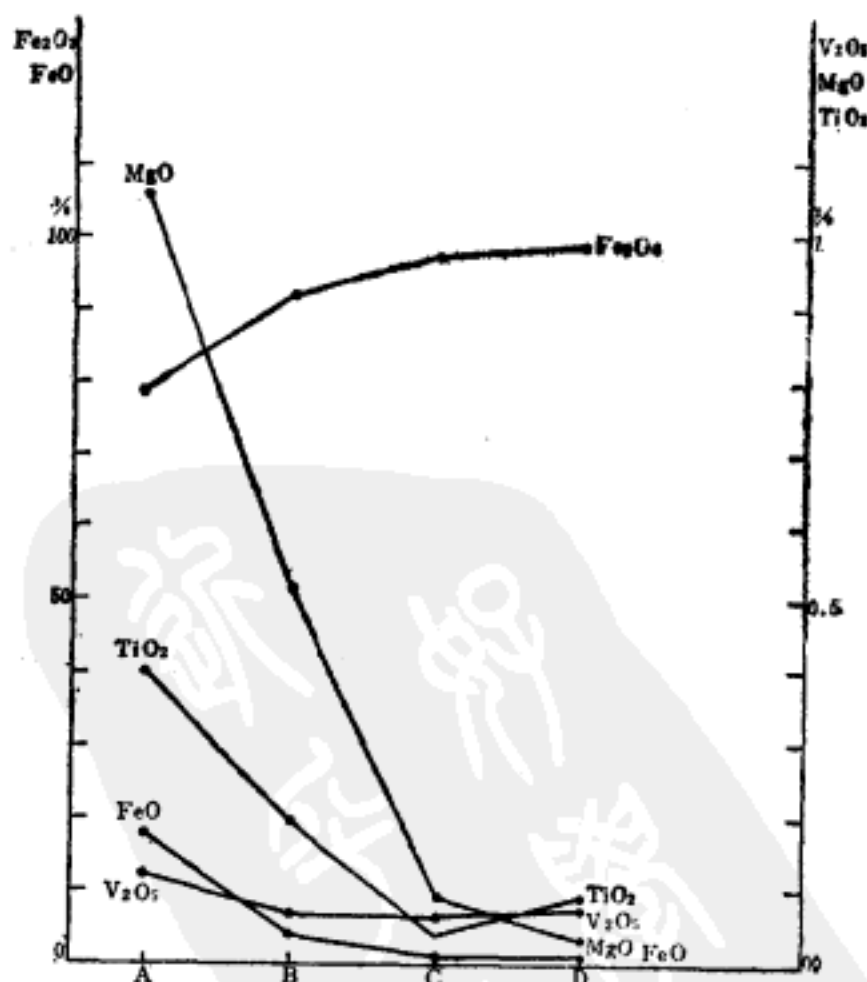


图 11-10 赤铁矿化强度对铁矿物成分的影响

A. 磁铁矿; B. 假象赤铁矿; C. 板状赤铁矿; D. 镜铁矿。

1) 卢焕章等, 1979。

2) 张庙贵, 1979。

3) 张兴隆, 1979。

认识方面,提供了新的资料(李秉伦等,1982)^{[7],1),2)}。

(一) 矿物中包裹体的特征

矿浆型铁矿的一个地质-地球化学特点,是具有和岩浆相似的性质。这在矿物中包裹体性质上得到了充分的体现。在矿浆阶段形成的主矿体,其中的透明矿物,在偏光显微镜下观察,获得如下事实:

1. 表成溢流矿床,主要透明矿物为石英,其次是磷灰石,这种矿床中的包裹体是因其小而少为特征,这是与热液矿床中的包裹体完全不同的。石英中的包裹体,一般为 2μ 左右,而且很少见。常呈不规则状,椭圆状,主要为气体包裹体(照片 11-1),液体包裹体较少。磷灰石中的包裹体也是少见的,为椭圆状的暗灰色液体包裹体和针状气体包裹体,还有少量固体包裹体。因为包裹体太小,因此不能用均匀法测温。

2. 浅成贯入矿床,矿石中的矿物有普通辉石、钙铁榴石、磷灰石、磁铁矿、石英和方解石。现按其产出前后,分别描述包裹体特征:

普通辉石中的包裹体,绝大多数为固体包裹体,呈长方形或椭圆形,大小不等(从 1μ 到 20μ),分布不均(照片 11-2, 11-3)。在包裹体中的透明部分,呈无色或浅绿色,无干涉色。其中偶见柱状矿物,有干涉色,平行消光,负延长,为磷灰石(图 11-11)。暗色部分,在正常光亮下呈不透明,有的形状规则,约占总体积的 $1/3-2/3$,在强光下呈半透明。加热后,变成球形,为气泡。在包裹体中有时有三角形或方形的细小不透明矿物,可能是磁铁矿(图 11-11)。其它类型的包裹体极少见。

石榴石中的固体包裹体,呈椭圆形或长方形,数量较少,分布不均匀。包裹体可分为两类,其一为晶质包裹体,其中透明部分有时呈浅绿色,有干涉色,有时呈无色无干涉色,前者可能为辉石,后者可能为石榴石。黑色不透明矿物可能为磁铁矿(图 11-12(a)、(b))。其二为玻璃包裹体,玻璃呈无色,中有气泡(照片 11-4、图 11-12(c))。此外还有多相包裹体,由石榴石、磷灰石、辉石,黄褐色均质矿物,水溶液和液体 CO_2 及气泡组成(图 11-12(e)),还有石盐、钾盐、水溶液和气泡组成的包裹体(图 11-12(d))。有时见有气体包裹体和

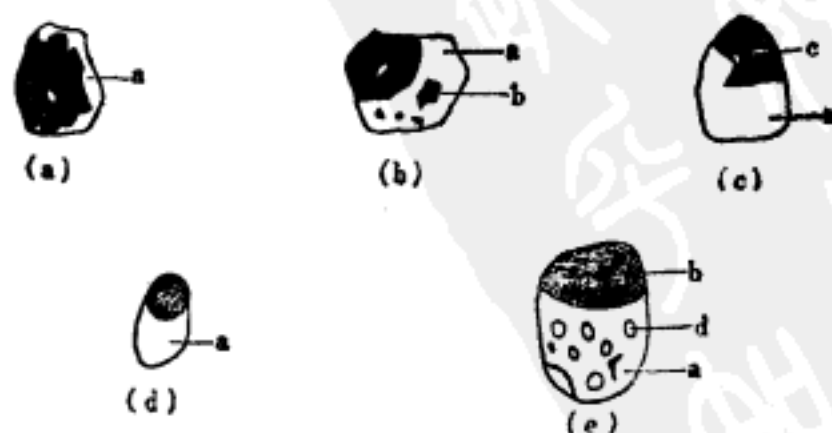


图 11-11 辉石中的固体包裹体

a. 玻璃; b. 磁铁矿; c. 磷灰石; d. 气泡。

产地: 梅山铁矿。

1) 李秉伦、谢奕汉, 1980。

2) 李秉伦、谢奕汉, 1981。

液体包裹体,但较少。

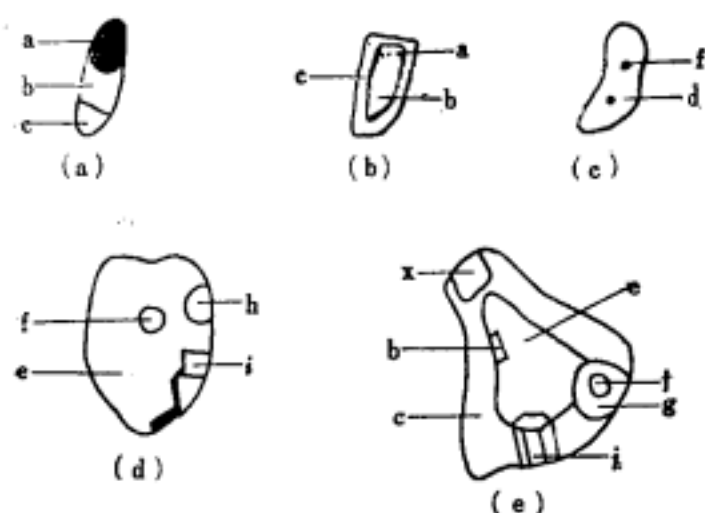


图 11-12 石榴石中的包裹体

a. 磁铁矿; b. 辉石; c. 石榴石; d. 玻璃; e. 溶液; f. 气泡; g. 液态 CO_2 ; h. 钾盐; i. 石盐; j. 磷灰石; x. 黄褐色未知矿物。

产地: 梅山铁矿。

磷灰石中的包裹体,种类较多,其一为晶质包裹体(图 11-13(a)(b)(c)),呈负晶状,不规则状,由不透明矿物(磁铁矿)、绿色辉石、石榴石组成。在包裹体边部有时有一层磷灰石衬里。其二为玻璃包裹体(图 11-13(d)),有时可有三个以上圆形气泡,在包裹体边部有衬里。在这两类包裹体附近常有气体包裹体和液体包裹体(照片 11-5)。其三为气液固多相包裹体,这种包裹体多呈负晶状,边部有磷灰石衬里(图 11-13(h)),或由石盐、磁铁矿、辉石(?)、液体和气体等相所组成(图 11-13(e)(f)(g))。其四为液体包裹体,呈负晶状,圆形,数量较少,有时依绿色辉石形成(图 11-13(i))。其

五为气体包裹体,呈细小的群体,分布在固体包裹体附近(照片 11-5)。

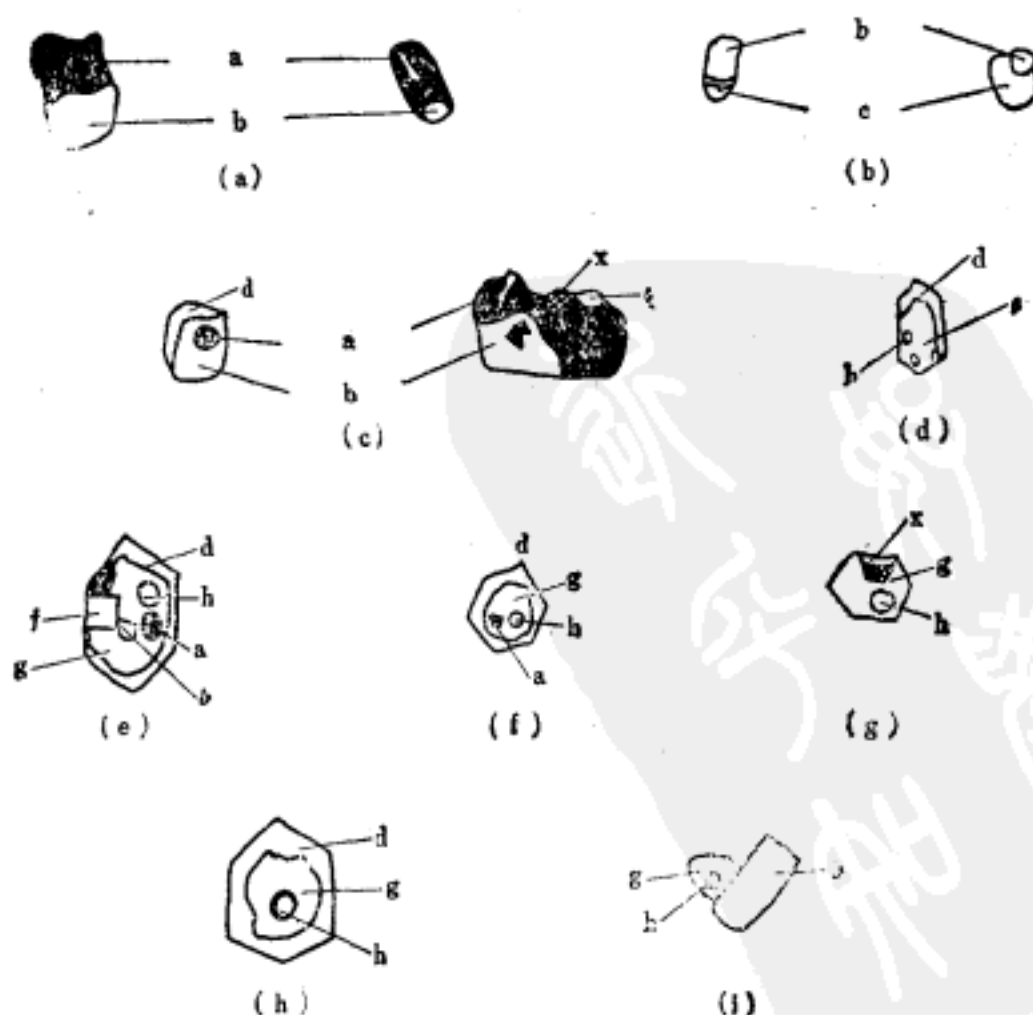


图 11-13 磷灰石中的包裹体

a. 磁铁矿; b. 绿色辉石; c. 石榴石; d. 磷灰石; e. 玻璃; f. 石盐; g. 溶液; h. 气泡; x. 非均质未知矿物。

产地: 除(h)产自太山磷铁矿床外,均产自梅山铁矿。

磁铁矿在扫描电镜下看到三种包裹体：其一为玻璃包裹体(照片 11-6)，其二为多相(有几种子矿物晶体)包裹体(照片 11-7)和负晶形气体包裹体(照片 11-8)。

在矿体晶洞中首先晶出石英，其次是方解石。石英中的包裹体，形状规则，呈负晶状，短柱状，为一相气相包裹体。方解石中的包裹体，为气液两相包裹体。形状近方形、或不规则状。

综合上述观察可知，形成矿物的流体是熔体，从中首先晶出普通辉石，此时熔体中挥发分较少，因此在普通辉石晶体中封存的成矿流体，除形成固体包裹体外，很少看到气液包裹体。这种情况也说明，在普通辉石晶出时，成矿熔体尚未发生熔体和气液的不混溶。石榴石晶出的条件与辉石晶出的条件虽然相似，但局部见有多相包裹体、气体包裹体和液体包裹体，说明此时成矿熔体中，已渐富挥发分。磁铁矿在熔体中已开始形成，并延续到气液阶段。磷灰石与辉石和钙铁榴石不同，它晶出的物理化学条件很宽，因此它能封存矿浆演化全部过程所产生的成矿流体。从封存于矿浆形成的固体包裹体，经气液固多相包裹体到封存矿液形成的气液包裹体，反映出矿浆发展的全过程。到矿浆晶出的晚期，在晶洞中形成自形石英和方解石，其中均无玻璃包裹体，并且在形成较早的石英中只见气体包裹体。在形成较晚的方解石中，仅见液体包裹体，表明此时的成矿流体已从矿浆过渡为矿液。也就是在矿浆成矿作用中，是从“干”矿浆开始，到矿液结束，与岩浆成岩作用相类似。上述事实说明，这类矿化不是“在气液作用后期，含矿岩浆或熔浆中铁质进一步富集，形成所谓‘矿浆’，贯入角砾岩化带或裂隙带中的结果。”(宁芜研究项目编写组 1977)^[1]。因为热液作用阶段，不可能形成玻璃包裹体，玻璃包裹体只能在温度较高的熔融物中形成，不可能在形成温度较低的热液中形成。

经常切割由矿浆形成的矿体的伟晶矿脉(梅山)。其中辉石均已蚀变，未找到包裹体，但磷灰石内的包裹体，很具特征。细小($\sim 1\mu$)柱状气相包裹体，平行磷灰石的 C-轴排列，分布均匀而密集(照片 11-9)。在少有的情况下可以测到均匀化温度。另有一组包裹体，呈负晶状，较大($\sim 15\mu$)，暗灰色，在包裹体的边部有磷灰石衬里，它们呈愈合的脉状分布(照片 11-9)。在磷灰石中尚未看到固体包裹体。从包裹体特征看，磷灰石形成于挥发分较多的流体中，在晚期热液作用中仍饱和着磷灰石成分，因为在流体包裹体中仍有磷灰石形成。

碳酸盐化作用在矿浆型铁矿中是普遍存在的，如姑山铁矿下部和梅山铁矿西北部，有时可以形成菱铁矿矿体(梅山)，它对较早形成的所有矿物进行了交代，形成菱铁矿，铁白云石等碳酸盐等矿物，同时形成黄铁矿和各种含水硅酸盐矿物，磁铁矿发生了赤铁矿化。菱铁矿中的包裹体较多，呈椭圆形，为液体包裹体(照片 11-10)，包裹体中的气泡呈浅蓝色，液体呈褐色。

(二) 包裹体测温

对矿物中包裹体的测温，采用了均一法和热爆法，对固体包裹体的均一法测温，采用了淬火法和显微加热台法。现将结果分述如下：

1. 均一法测温

固体包裹体：姑山地区的辉石闪长岩和姑山铁矿以及梅山铁矿矿物中的固体包裹体(表 11-5)：在辉石闪长岩的斜长石中看到玻璃包裹体，形状不规则，无色透明，为均质

体,沿边缘有黑色裂纹,加热到 600℃ 时,出现气泡,至 1116℃ 时气泡消失,达到均一化,当降温时,又出现两个气泡。有时在加热前的玻璃包裹体中就有一个以上的气泡。有时在玻璃中有具干涉色的细小亮点,是一种非均质性矿物,在升温到 1187℃ 时,该矿物仍无变化。经淬火法和显微加热台法测定,气泡和玻璃的均一温度为 1116℃ 到 1145℃。辉石闪长岩的辉石中未看到包裹体,在磷灰石中看到过细小的气液包裹体。

梅山铁矿的绿色辉石、钙铁石榴石和磷灰石等透明矿物均有固体包裹体。它们的形态特征和常温下的物态特征已在上节描述过。其升温过程中的变化及均一温度列入表 11-5。绿色辉石的玻璃包裹体的均一温度为 1050℃ 到 1075℃。钙铁石榴石的玻璃包裹体的均一温度为 1050℃。而磷灰石中的玻璃包裹体均一温度为 800℃ 和 800℃ 以上。

表 11-5 梅山、姑山矿浆型铁矿矿物中玻璃包裹体及其均匀化温度

主矿物名称	产 状	常温下包裹体的特点	在加热过程中包裹体的变化	均匀化温度℃
斜长石	闪长岩	形状不规则,无色透明玻璃,边部有黑色裂纹,有的玻璃包裹体中有微晶矿物	加热到 600℃ 时,出现气泡,在 1116℃ 到 1145℃ 气泡消失,降温又出现一个以上的气泡,但微晶矿物在 1187℃ 经 1 小时无变化	显微加热台法。 1116—1145℃
普通辉石	矿石。共生矿物有磁铁矿,钙铁榴石和磷灰石	形状为长方形,椭圆形及不规则状。由玻璃,磁铁矿,磷灰石及形状不规则的气泡所组成	升温至 800℃,出现圆形气泡,在 1050℃,恒温 8 小时,有的包裹体均为黑色物质,有的包裹体呈两种颜色:一种为无色的,另一种为深色的,在深色部分有细小的亮点,在 1075℃ 均匀化。在 1100℃ 时标本局部熔化	淬火法 1050—1075℃
钙铁榴石	同上	形状较规则,有晶质包裹体和玻璃包裹体,它们与气体包裹体和气、液、固多相包裹体共生	在 800℃,晶质和玻璃包裹体均出现气泡,在 1050℃ 恒温 8 小时,玻璃包裹体的气泡消失,但晶质包裹体无变化	淬火法 1050℃
磷灰石	同上	多呈负晶状,或其它形状较规则的包裹体,有玻璃包裹体和晶质包裹体,并与大量的气体包裹体及少量的气液固多相包裹体共生,在包裹体中,常有较厚的衬里	在 800℃,恒温 2 小时,大部包裹体已均匀化,但有些包裹体仍有气泡	淬火法 800℃ 及 800℃ 以上

据卢焕章等 (1979) 报道¹⁾,在姑山铁矿中曾找到玻璃包裹体,但没有描述,也没有说明这种包裹体的主矿物,其均一化温度为 1000℃。

气液包裹体(表 11-6),在梅山铁矿块状矿石的磷灰石中,与固体包裹体共生的气体包裹体,均一化温度为 755℃,偶见的多相包裹体(图 11-13)均一化温度为 795℃。较大的自形气液包裹体,有时其中有不透明矿物颗粒,可能为磁铁矿,其均一化温度为 232℃ 到 365℃。伟晶矿脉中磷灰石的气液包裹体,主要为气体包裹体和较少的液体包裹体,偶见具有石盐子矿物的气液包裹体。细小柱状的气体包裹体测得两个均一化温度,分别为 520℃ 和 525℃。呈愈合脉状分布的自形液体包裹体较大(一般为 10—15 μ),其均一化温度似有两组,其一为 330—380℃,其二为 200—275℃。晶洞及磁铁石英脉中的石英,常与碳酸盐矿物共生,其中气液包裹体,主要为气体包裹体,而液体包裹体少见。均一化温度分布在 170℃ 到 350℃ 之间,而以 287—350℃ 较多。