

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

论火山-浅成矿浆铁矿床

宋学信 陈毓川 盛继福 艾永德

(中国地质科学院矿床地质研究所)

随着矿床地质学、火山地质学和实验地质学的发展,矿浆学说已逐渐形成,并为越来越多的地质工作者所接受。近年来,铁矿浆和矿浆成因铁矿床更是人们关注和议论较多的问题。

根据笔者近年来的研究和国内外有关文献资料,本文将尝试性地论述和探讨除钒钛磁铁矿床¹⁾以外的矿浆铁矿床,即火山-浅成矿浆铁矿床的某些问题。

一、矿浆的概念、分类及矿浆学说的发展

像矿石是特殊的岩石一样,矿浆也是特殊的岩浆。在英文中,矿浆叫 Ore magma。顾名思义,即形成矿石的岩浆。确切地说,矿浆是能够固结为矿石的岩浆或岩浆的一部分(fraction)。它是熔融体,具有岩浆的性质^[1]。

根据形成矿浆的物理化学性质及其在岩浆演化中所处的阶段,可将矿浆分为以下四个成因类型:结晶分异矿浆(一般形成较早,实际上是结晶、重力、动力作用三结合产物);熔离矿浆;晚期残余矿浆(可能与结晶分异和熔离都有关,形成晚,并且更富含水分和挥发分)和重熔(或再生)矿浆(如:由厚大的含铁岩系或矿石聚集体局部熔融而成的重熔铁矿浆,详后)。对于一般铁矿浆(以下简称铁矿浆)而言,主要是后三种;钒钛磁铁矿浆主要可能是第一、三种;铬铁矿浆主要是第二、三种。根据铁矿石的矿物成分,可将铁矿浆分为以下成分类型,即:钠长磁铁矿浆、钠长磷灰磁铁矿浆、磷灰磁铁矿浆、磷灰透辉(石榴)磁铁矿浆、磷灰透辉石英磁铁矿浆、磷灰石英磁铁矿浆、石英磁铁矿浆、磁铁矿浆等。

Ore magma 一词,首先是由 J. E. Spurr 在 1923 年提出来的。他假定许多或者大多数矿床是由高度浓集的残余岩浆注入和迅速凝结的结果。但是矿浆思想却不自 Spurr 始,最早可追溯到火成论的鼻祖 Hutton 及其当时的拥护者 Playfair 那里。1788 年 Hutton 在其《地球理论》一书中运用火成岩岩浆成因论及所有矿床。1802 年 Playfair 提出,充填矿脉的物质是被热所融化,且被迫贯入到岩层裂隙中的。其后,Fournet、Belt,特别是 Vogt 也主张矿浆说。Vogt 并提出液相硫化物从硅酸盐岩浆中析出,与有色冶金中冰铜和熔渣分离相似。近半个世纪以来,由于热液交代说的风行,矿浆思想只是在诸如铬铁矿床²⁾、钒钛磁铁矿床、金刚石矿床、铜镍硫化物矿床、碳酸盐型矿床等几个无争议或争议不大的矿床类型上占据着自己的阵地。在这期间,坚定的铁矿浆论者当推瑞典的 P. Geijer、美国的 C. F. Jr. Park 和苏联的 B. H. Гусельников 等。

1) 一般认为钒钛磁铁矿床是富铁型的超镁铁质(超基性)岩浆的衍生物,并且就位较深。

2) 有人(如: C. B. 莫斯卡列娃)主张铬铁矿也是交代成因的。

在铁矿浆成矿研究过程中,突破性的进展是智利北部拉科磁铁矿流^[2]和伊朗巴夫格地区磁铁矿火山弹、磁铁矿熔岩流^[3,4]的发现,以及 R. Fischer 关于高铁氧化物、硅酸盐、磷酸盐不混溶性实验^[5]和 A. R. Philpotts 关于富含磷灰石液体、磁铁矿-磷灰石熔浆、硅酸盐熔浆不混溶性实验^[6]。这些成果使得铁矿浆思想得以在矿床学中真正确立下来和更扎实地发展。

近年来在我国,随着富铁矿的地质普查勘探和科学研究的大规模开展,铁矿浆思想得到广泛传播,矿浆型铁矿床的研究也取得了较大的进展。笔者与其他宁芜玢岩铁矿研究者曾提出姑山铁矿床和梅山主矿体属矿浆充填型铁矿^[7,10,2],已得到许多同行的支持。老一辈地质学家程裕淇^[8]、苏良赫、王述平³⁾等也提出或支持我国某些铁矿床属于或可能属于矿浆充填成因的看法。云南第九地质队和孙克祥⁴⁾、罗镇宽和胡桂明⁵⁾、沈保丰和骆辉⁶⁾分别认为大红山、十八台、包日汗铁矿床内有矿浆铁矿石。云南八〇五地质队提出曼养地区细碧-角斑岩系中有火山成因的矿浆型铁矿床。程裕淇、董申葆两位教授和笔者亦去野外观察和进行了室内研究,认为确系与细碧岩有关的火山矿浆铁矿床。该地铁矿石明显地具火山矿浆成因特征,即:钠长石微晶在磁铁矿基质中呈斑晶和交织状分布(照片 1, 2);有完好的气孔构造及由电气石、磷灰石、钠长石、绿泥石、碳酸盐等气成-热液矿物充填的杏仁(照片 3),并可见碎屑-流状构造(照片 4)和流状构造(照片 5)。最近,笔者及有关同志还对我国东疆、内蒙古、川西、藏东的某些矿浆型铁矿床进行了较深入的研究。苏良赫、李九玲和张桂兰进行了 $\text{FeO}-\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 四元系的初步模拟实验⁷⁾,结果表明,在高温熔融状态下,铁可以在某一液相中相对集中而成为“富铁矿浆”,并且磷有利于富铁矿浆的形成。可以预言,在我国将会有更多的矿浆型铁矿床被广大地质工作者发现,一部分“热液”矿床亦将被还其矿浆矿床的本来面目。

二、火山-浅成矿浆铁矿床的分类及其主要特征

铁矿浆矿床并不少见,矿浆也不同于一般的岩浆。为了强调矿浆铁矿床在理论上与实际上的重要意义,笔者认为有必要将矿浆铁矿床作为一个类型,单独划出,并且为了与主要是由于岩浆结晶分异和在较深部位形成的钕钽磁铁矿床(可称为中深或深成矿浆铁矿床)相区别,而把喷溢相和浅成相的矿浆铁矿床称之为火山-浅成矿浆铁矿床。在这一大类之下,根据火山与浅成产状的不同,分出火山矿浆铁矿床和浅成矿浆铁矿床两个亚类。在亚类之下,又根据其赖以“脱胎”的母岩或时、空关系最密切的岩石的不同,而再分出不同的型,详见表 1。

- 1) 华东地质研究所、地质矿产研究所联合研究队姑山专题组, 1978, 姑山铁矿床的地质特征和成因。宁芜火山岩铁铜矿床会议选集。地质出版社。
- 2) 江苏省冶金地质勘探公司八〇七队、中国地质科学院地质矿产研究所、华东地质研究所联合研究队梅山矿床组, 1978, 出处同 1)。
- 3) 王述平等, 1979, 试论深断裂、岩浆分熔作用和“玢岩铁矿”的成因。地质与勘探, 第 2 期。
- 4) 云南地质科技情报, 1977, 第 4 期; 1978, 第 2 期。
- 5) 1978 年专题研究报告。
- 6) 内蒙古温都尔庙群变质基性火山熔岩的判别及铁矿物物质来源的因子分析, 第二届全国矿床会议论文摘要汇编。
- 7) 与矿浆成矿有关的 $\text{FeO}-\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 四元系模拟实验研究阶段报告, 第二届全国矿床会议论文摘要汇编。

须加说明的是, 目前对有些国外矿床的成因甚至有关的地质资料还存在着很大的争议, 因此, 笔者只能根据所见到的文献资料进行分析, 加以权衡和确定其类型归属。例如基鲁纳铁矿, 现在有火山喷气沉积和侵入岩浆(矿浆贯入)两种成因观点, 并且对于与矿床关系十分密切、产于矿体下盘的“正长斑岩”究竟是熔岩, 还是浅成侵入岩, 都有不同的意见。我们认为侵入岩浆(矿浆贯入)观点理由较为充分, 并且认为岩体相变清楚的基鲁纳“正长斑岩”应是浅成侵入产物(图 1), 又因其含钠长石较多(岩石 Na_2O 含量为 4.9—8.7%), 故改称为钠长正长斑岩并将该铁矿归为钠长正长斑岩型矿浆铁矿床。又如伊朗巴夫格矿区乔加尔特铁矿床, 从文献资料看, 归为火山矿浆铁矿床亚类较为合适, 但从矿体产状(图 2)、矿石结构等特征来看, 也可能属于或部分属于浅成矿浆铁矿床。还有, 智利拉科铁矿床在时、空上虽与安山岩关系密切, 但其地球化学资料表明, 矿石与安山岩可能并非同源产物(详后), 在目前尚缺乏其它证据的情况下, 暂以安山岩命名其类型。

此外, 像火山岩与次火山岩(或浅成岩)的关系一样, 火山矿浆铁矿床与浅成矿浆铁矿床之间常具“三同”(同期、同地区、同岩浆来源)关系, 而且有时两者共生于同一矿区, 甚至连为一体。比如, 智利拉科地区矿浆铁矿, 主要是地表溢流的, 但是也有沿管道贯入的, 两者相互连通(图 3)。又如我国曼养地区, 既有火山喷溢的细碧岩型铁矿石, 也可能有属于浅成贯入性质的致密块状铁矿石。在伊朗的巴夫格地区, 除有基本上属于火山矿浆成因的乔加尔特铁矿床外, 也有属于浅成矿浆成因的谢恰洪和恰道尔-马柳铁矿床。

表 1 中还列出了各类型火山-浅成矿浆铁矿床的主要特征, 从中我们可以看出:

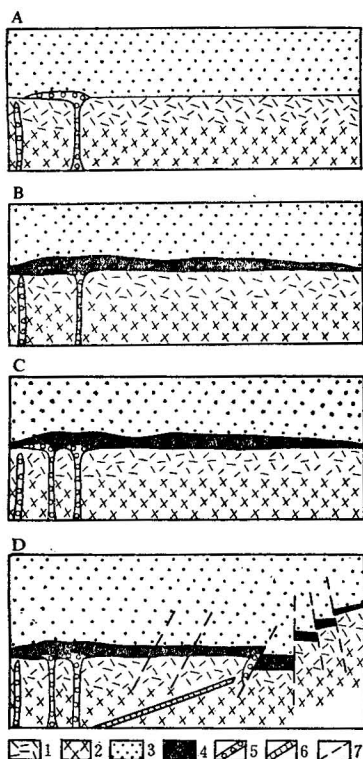


图 1 基鲁纳瓦拉磷灰石磁铁矿床的形成次序
(据 H. Магнуссон)

1. 正长斑岩(现在有人称角斑岩——笔者注);
2. 正长岩;
3. 石英斑岩(现在人们多认为是石英角斑岩——笔者注);
4. 矿石; 5. 花岗岩; 6. 微文象岩;
7. 断层。A, B, C, D 为发育阶段

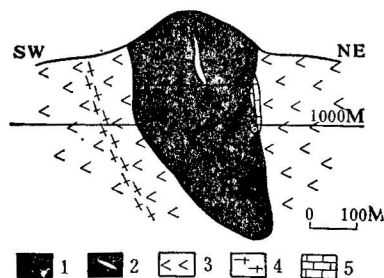


图 2 伊朗巴夫格矿区乔加尔特磁铁矿床示意地质剖面
(据 H. Förster 等)

1. 磁铁矿; 2. 磷灰石; 3. 流纹岩;
4. 流纹质凝灰岩; 5. 硅质白云岩

表 1 火山-浅成矿浆铁矿床分类及其主要特征

亚类	型	构造环境	成矿时代	火山岩及侵入岩建造 (组合)	控矿构造 与矿体形态	矿石结构构造与矿物组合	矿浆类型与矿 质来源	矿床实例
I 火山矿浆铁矿床	Ia 细碧角斑岩型	优地槽褶皱带	P Pt ₂ Pz ₁	细碧-角斑岩建造, >3000—4000 米; 辉绿岩-闪长岩-花岗岩 或辉长辉绿岩-正长 岩-钠长斑岩; 细碧岩-细碧质拉斑玄 武岩	火山口;层状、 透镜状 火山穹窿;似 层状、透镜状、 囊状 火山口;透镜 状、似层状	浸染状、条带状、块状、 角砾状、气孔-杏仁状; 交代状、粒状; 钠长石-绿泥石- 磁铁矿; 磷灰石-磁铁矿	钠长磁铁矿浆 或磷灰磁铁矿 浆 碱性玄武岩浆	中国晏养 中国两郛 中国包日汗
	Ib 安山岩型	大陆边缘 造山带	N ₂ -Q ₁	安山岩-流纹英安岩-磁 铁矿建造,>1000 米; 次流纹英安岩	寄生火山口、 火山颈、火山 锥坡;新月形、 岩颈状	块状、绳状、气孔-杏仁 状、海棉状、管状孔洞、 柱状节理;细粒状为主、 亦见粗粒、伟晶;磷灰 石-阳起石-石英-(赤铁 矿)-磁铁矿	磷灰磁铁矿 浆;重熔铁 浆或俯冲带分 熔的安山岩浆	智利拉科
	Ic 流纹-粗面岩型	优地槽褶皱带	前寒武纪 (>6 亿年)	流纹岩-粗面岩-磁铁矿 建造,夹碧玉铁质岩, >2000 米; 钠长正长岩-正长岩-钠 质花岗岩-花岗岩	火山口;透镜 状、似层状、产 状与火山岩、 沉积岩一致	块状、流状、孔洞及火山 颈、细脉浸染状; 细粒、斑状,似共结、固 溶体分离; 磷灰石-碱性角闪石-方 解石-赤铁矿-磁铁矿	磷灰磁铁矿浆; 富钠花岗岩浆	伊朗中部巴夫 格铁矿区乔加 尔特
	IIa 辉长辉绿岩型	优地槽褶皱带 和(或)地轴上 深断裂带	Pt ₂ (6—8 亿年) C-P e ₃ -O ₁ 或 D ₂	碎屑岩-碳酸盐建造夹 基性火山岩,>3000 米; 辉长辉绿岩-石英钠长 斑岩 玄武岩-安山岩-英安岩 建造,1000—2000 米; 闪长岩-斜长花岗岩-辉 长辉绿岩-花岗岩正长岩	火山颈(?),断 裂或裂隙;透 镜状、似层状、 大囊状	块状、斑杂状、角砾状、 浸染状、条带状;细-中 粒,有时可见变晶、似海 棉状、伟晶;石英-钠 长石-磁铁矿、辉石-磷 灰石-(石榴石)-磁铁 矿、角闪石-方柱石-(钠 长石)-磁铁矿	钠长磁铁矿 浆、磷灰辉石 (石榴)磁铁矿 浆(?),碱性玄 武岩浆、玄武 岩浆	中国大红山 、磁海富矿 体、波尔 塔拉、昂期 塔拉、苏联 阿拉尔查 泰-萨彦斯

浅成	闪长(玢)岩型	深断裂带附近的继承式断陷盆地、大陆边缘造山带、地槽上的深断裂带	J ₃ -K ₁ (1.37 亿年) T ₃ K ₁ (1.17 亿年) 7 亿年土	玄武安山岩-粗安岩-响岩建造, >2500 米, 类-辉长岩-闪长岩-花岗岩-辉长岩-碱性岩; 安山岩-英安岩-流纹岩-闪长岩-粗安岩-响岩-花岗岩类	鼻状穹窿及接触带; 似钟状、角砾状、接触带、不整合面、岩体裂隙; 似层状、板状、脉状	块状、角砾状、网脉状、气孔-晶洞状; 细一中粒、骨架状、柱状、海绵状、文象、球状、次文-透辉石-石英-磁铁矿-磷灰石-阳起石-磁铁矿	磷灰石、石英、磷灰、透辉(石榴)、磁铁矿、玄武岩、安山岩、辉长岩、角闪岩、重晶石、磁铁矿	中国姑苏山、新阿山、智利、墨西哥、俄罗斯、乌克兰、多
成	花崗岩型	伏地槽褶皱带、地槽上的断陷盆地	P ₁ (13 亿年土) J ₃	安山岩-(英安岩)-流纹岩建造, 7-1000 英尺; 辉长岩-闪长岩-花岗岩-流纹岩-石英英粗面岩建造, 3000 米, 细纹岩-次石英粗面岩	断裂; 锥状、倒杯状、厚板状、角砾岩体及接触带; 似层状、脉状	块状、角砾状; 细粒; 石英-角闪石-(赤铁矿)-磁铁矿, 有时含辉石、石榴石、磷灰石、方解石、块状、角砾状、层状、浸染状; 细粒、板状; 石英-磁铁矿-赤铁矿	石英磁铁矿浆, 一般花岗岩浆	美国密苏里州、铁山、皮岭、中国十八号
矿	斜长花岗岩型	伏地槽褶皱带	CP C ₁₋₃	(安山岩)-英安岩-斜长流纹岩建造, >3000 米, 闪长岩-斜长花岗岩-正长岩-花岗岩	断裂、裂隙; 透镜状、斑状、豆状、脉状	块状、细脉状、浸染状; 细粒、局部见伟晶状; 磷灰石-绿泥石-石英-磁铁矿, 石英-磁铁矿	磷灰石、石英、磁铁矿、富钠花岗岩浆	中国黑鹰山、阿齐山、M88-87
浆	钠长正长斑岩型	伏地槽褶皱带	P ₁ <16.05 亿年 D ₂ 末或以后	细碧-角闪岩建造-辉长岩-钠长正长斑岩-玄武岩-安山岩建造, 正长岩	接触带、断裂、裂隙; 厚板状、脉状、似层状、瘤状	块状、角砾状、条带状、珠状; 细一中粒、板状、似粗面状、骨架状; 磷灰石-阳起石-石英-磁铁矿-磁铁矿, 正长石-方柱石-辉石-磁铁矿	磷灰磁铁矿浆、正长磁铁矿浆; 碱性玄武岩浆	瑞典基鲁纳瓦拉; 苏联北乌拉尔布拉克达特山
铁	碱性岩型	地盾上的深断裂带	K(?) 时代不明	环状碳酸盐岩-蛇纹岩-长霓岩(或磷岩); 中心型超基性岩-碱性岩-碳酸盐岩杂岩体	环状侵入杂岩体的裂隙; 脉状	块状; 纯磁铁矿, 含微量石英; 磷灰石-绿帘角闪石-磁铁矿	磁铁矿浆, 碱性岩浆(或超基性岩浆?)	罗得西亚布赫拉; 苏联科拉半岛柯尔道夫斯克(?)
床								

注: (1) IId 型黑曜山的斜长花岗岩前人称石英斜长斑岩, 并有人认为该矿区存在角斑岩、石英角斑岩;

(2) IIc 型基鲁纳瓦拉的钠长正长斑岩,前人称正长斑岩,有人称其为角斑岩。

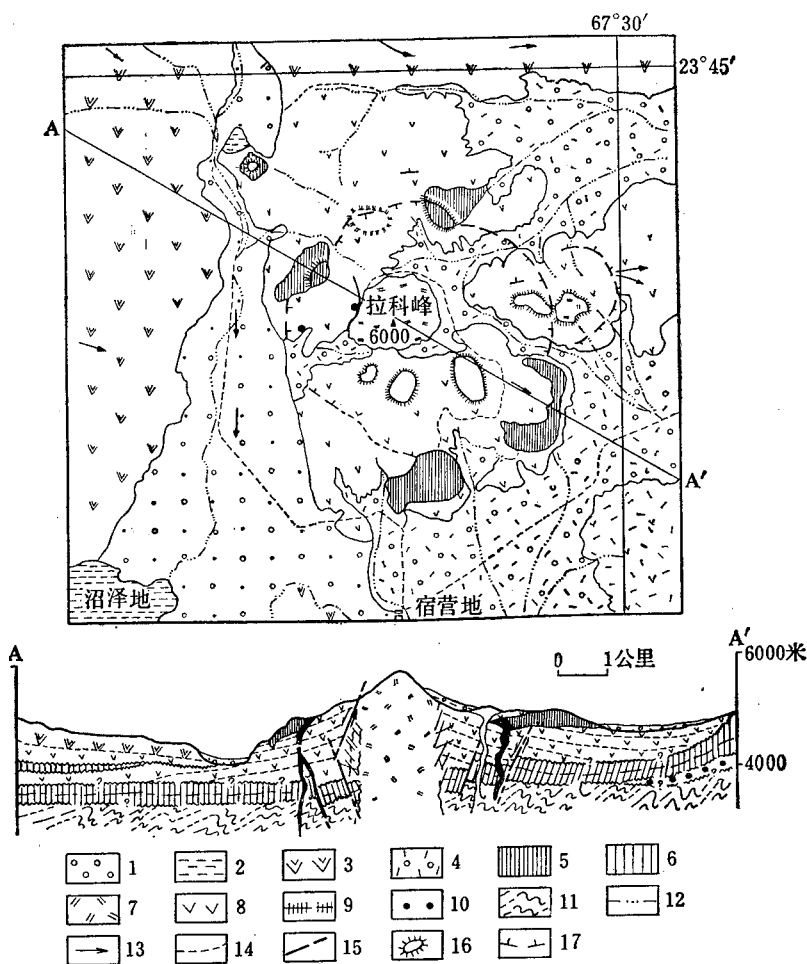


图3 智利拉科铁矿地质图

(据 José Frutos J. 等)

1. 第四纪冰碛沉积; 2. 第四纪盐类沉积; 3. 第四纪安山岩; 4. 火山碎屑沉积; 5. 磁铁矿熔岩流;
6. 熔结凝灰岩; 7. 流纹英安岩; 8. 上新世—更新世安山岩; 9. 上新世熔结凝灰岩; 10. 白垩纪—第三纪陆相沉积; 11. 早古生代含铁片岩; 12. 河流; 13. 熔岩流; 14. 公路; 15. 断层; 16. 时代新的小火山口; 17. 古老的破火山口

(1) 它们均与一定的火山-侵入岩建造有关。这些建造的特征是旋回清楚、分异良好、熔岩厚度巨大、爆发指数低、侵入深度浅和富含碱质,特别是富含钠质;

(2) 它们主要分布在不同时代的优地槽褶皱带、大陆边缘造山带、深断裂带附近的断陷盆地和地盾或地轴上的深断裂带中;

(3) 该类矿床的成矿时代,主要是晚元古代(6—17 亿年),其次为中、新生代(晚侏罗世—更新世,部分为晚三叠世),再次为二叠纪或石炭二叠纪,只有个别矿床属于早古生代;

(4) 控制矿床或矿体的构造为火山口、火山颈、火山穹窿、接触带、断裂和裂隙。有的矿床受隐蔽爆发角砾岩带控制,中国姑山和十八台矿床可能是比较典型的例子(图4);

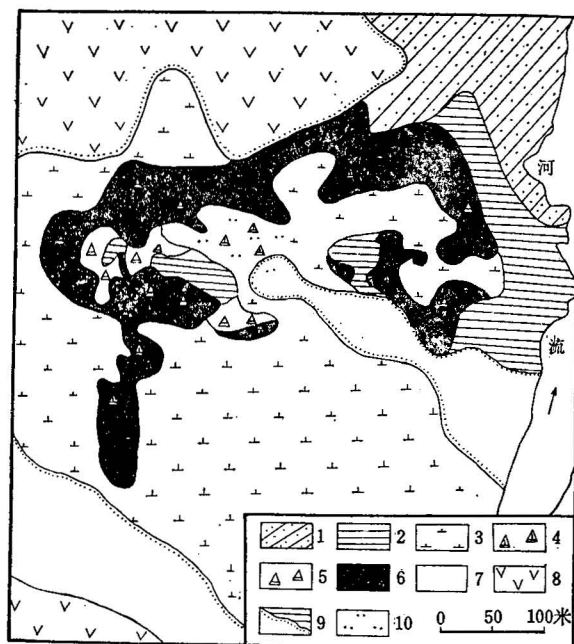


图 4 中国姑山铁矿床地质略图

1. 中下侏罗统砂岩; 2. 上三叠统页岩; 3. 辉石闪长岩; 4. 辉石闪长岩角砾或角砾岩; 5. 页岩角砾或角砾岩; 6. 假象赤铁矿石; 7. 下白垩统沉积岩 (成矿后); 8. 下白垩统安山质火山岩 (成矿后); 9. 沉积不整合界线; 10. 强烈硅化

(5) 成矿母岩浆 (或母岩) 具多样性的特点, 既有偏碱性的原始玄武岩浆和玄武安山岩浆形成或衍生的细碧岩、角斑岩、辉绿岩、辉长-辉绿岩、辉长 (石) 闪长 (玢) 岩, 也有重熔花岗岩浆形成或衍生的花岗岩、斜长或钠长花岗岩, 还有可能由独立碱性岩浆形成的长霓岩;

(6) 矿石除具反映矿浆喷溢、流动、贯入、分凝的诸如绳状、气孔-杏仁、流动条带, “珠状”等构造外, 尚普遍可见角砾状构造 (如: 姑山、梅山、皮岭、基鲁纳、大红山、十八台、安查斯等)。角砾构造的存在, 既可说明矿石是由足可支撑角砾的粘稠矿浆充填胶结而成 (照片 6, 7, 8), 又可说明矿床是在近地表条件下形成的;

(7) 成矿方式以溢流、贯入、充填胶结为主, 交代现象一般不发育或发生在主成矿期后。

三、火山-浅成矿浆铁矿床的矿质来源

像岩浆岩石学从“一元论”到“多元论”的发展一样, 当前在矿床学中“多源成矿”的观点也颇盛行。早在 1965 年, 我国老一辈地质学家谢家荣教授就把成矿物质来源分为由表及里的四大类, 即: 地面来源、地壳表层来源、硅铝层再熔化混合岩浆来源和硅镁层玄武岩浆来源。В. И. Смирнов 把内生矿床的矿质来源分为三类, 即: 与玄武岩浆共生的壳下原岩浆来源、与花岗岩浆共生的壳内同化来源和渗滤外岩浆来源^[9]。

那么, 无疑是内生矿床的火山-浅成矿浆铁矿床的矿质来源怎样呢? 我们认为虽基本

上可归属谢氏的第三、四类和 Смирнов 的第一、二类,但是还可划分得更细一些,即包括:

(1) 玄武岩浆来源

①碱性玄武岩浆来源,如 Ia、IIa 之大红山、IIe;

②一般玄武岩浆来源,如 IIa 之谢尔塔拉、安查斯;

(2) 安山岩浆来源

①碱性玄武安山岩浆来源,如 IIb 之姑山、梅山;

②一般安山岩浆来源,如 IIb 之洞卡、埃尔-罗梅罗尔、塞罗-梅卡多;

(3) 花岗岩浆来源

①一般花岗岩浆来源,如 IIc;

②富钠或斜长花岗岩浆来源,如 Ic、IIId;

(4) 碱性岩浆来源,如 IIIf

(5) 含铁岩系重熔来源,如 Ib 智利拉科(?)

就矿床的工业意义而言,属于碱性玄武岩浆来源的火山-浅成矿浆铁矿床最为重要,其次是安山岩浆来源的,再次是花岗岩浆来源的,而碱性岩浆来源的矿浆型矿床工业意义最小。

该类矿床的矿质来源,主要是靠矿床与成矿母岩的时间、空间联系,区域岩浆演化和大地构造背景的综合分析来确定的。至于同位素地球化学方法 (O^{18}/O^{16} 、 Sr^{87}/Sr^{86} 、 δS^{34} 等) 只能与地质研究紧密结合加以审慎地使用。此外,根据笔者的实践,微量元素¹⁾对比法,即通过对比有关岩体(或岩流)副矿物(如磁铁矿、磷灰石等)和铁矿石中同名矿物的微量元素种类、含量、配分值来查明岩体(或岩流)与矿石的成因联系,进而确定矿质来源,是一个比较可行而又经济的方法。在进行姑山铁矿床的成因研究中,我们采用了这一方法,并与地质研究相结合,效果良好。

表 2 磷灰石的稀土元素含量及配分值

磷灰石产状	Y		Ce		La	
	含量(%)	配分值	含量(%)	配分值	含量(%)	配分值
1. 姑山铁矿床磁铁矿石	0.0642	10.49	0.3648	59.63	0.1828	29.88
2. 姑山辉石闪长岩	0.060	13.10	0.2711	59.18	0.127	27.72
3. 矿田内辉长岩	0.070	18.05	0.2117	54.61	0.106	27.34
4. 矿田外花岗闪长岩	0.091	14.90	0.3569	58.42	0.163	26.68

由表 2 可以看出姑山铁矿石中磷灰石与姑山辉石闪长岩副矿物磷灰石的 Y、Ce、La 配分值非常相似,而与矿田内辉长岩和矿田外花岗闪长岩的磷灰石相比差别较大,说明姑山铁矿的成矿母岩最有可能是姑山辉石闪长岩。那么,矿石中磷灰石比姑山辉石闪长岩磷灰石的 Y、Ce、La 含量偏高的问题又如何解释呢? 我们认为: 第一,随着岩浆向矿浆演化,稀土元素可能趋向富集,因此,作为矿石成分的磷灰石中的 Y、Ce、La 含量就相对高一些;第二,在成岩阶段, Y、Ce、La 不单是进入副矿物磷灰石中,而且也部分地进入硅

1) 本文所说的微量元素,并非按克拉克值分类,而是具“杂质元素”或“元素混入物”的涵义。

酸盐矿物(如辉石、斜长石)中,所以磷灰石中的稀土元素含量就低了。由此可见,这种含量偏高现象不但不能作为岩体与矿石无亲缘关系的依据,反倒恰恰说明二者有亲缘关系,后者是前者演化的结果。

表 3 中列出了姑山辉石闪长岩副矿物磁铁矿(δ_{Mt})和姑山铁矿床第 I(O_{MtI})、II(O_{MtII})、III(O_{MtIII}) 世代的磁铁矿的某些微量元素含量。从该表可以看出:

(1) 四种磁铁矿的微量元素含量基本相似或可比,特别是 δ_{Mt} 与 O_{MtI} 的 V_2O_5 、Ga、Ni、Co、Zn、MnO 含量更相接近;

(2) 从 δ_{Mt} 到 O_{MtIII} , 微量元素含量基本有递增性(Ni, MnO, MgO 等)或递减性(TiO_2 , V_2O_5 , Ga, Zn等)的规律变化。

微量元素含量的这种相似性或可比性,以及随着成岩成矿演化而发生的递增或递减变化,恰好说明矿石与岩体有亲缘关系,是同源产物,亦即姑山辉石闪长岩是姑山铁矿床的成矿母岩。

表 3 姑山辉石闪长岩及矿石中磁铁矿的微量元素含量(%)

微量元素	δ_{Mt}	O_{MtI}	O_{MtII}	O_{MtIII}
V_2O_5	0.145	0.181	0.122	0.05
TiO_2	2.836	0.749	0.398	0.20
Ga	0.0023	0.0019	0.0005	0.0008
Ni	0.0038	0.0055	0.0068	0.010
Co	0.003	0.0057	0.001	0.017
Cu	0.002	0.001	0.001	0.0013
Zn	0.077	0.039	0.039	0.033
MnO	0.164	0.168	0.112	0.28
MgO	0.041	0.777	1.06	1.21

注: δ_{Mt} 为姑山辉石闪长岩副矿物磁铁矿; $O_{MtI,II,III}$ 分别为姑山铁矿床第 I、II、III 世代的磁铁矿。

四、重熔铁矿浆存在的可能性

实验岩石学和地球化学资料业已证明许多花岗岩是硅铝层重熔生成的。那么,有没有由厚大含铁岩系或建造局部熔融生成的重熔铁矿浆呢?看来这种推断并非没有道理。

C. F. Park 1972 年在《太平洋盆地的铁矿床》一文中讨论拉科及其它磷灰石-磁铁矿-角闪石组合的铁矿床成因时,就曾提出这些矿床可能是埋藏很深的前寒武纪含铁建造中铁的部分“活化”的结果^[10]。J. José Frutos 等通过拉科磁铁矿石与拉科第四纪安山岩、拉科区早古生代含铁片岩中磁铁矿的微量元素对比证明了这一点^[11]。

从表 4 可见,拉科矿石磁铁矿的 V、Cr、Ti 含量大别于人们通常认为可能是成矿母岩浆产物的安山岩的磁铁矿,而与拉科区早古生代含铁片岩中磁铁矿的 V、Cr、Ti 含量却非常地相似。因此, J. José Frutos 等得出结论: 拉科磁铁矿流来源不是安山岩浆,而是基底含铁片岩中铁活化的结果。笔者认为,这一结论虽然还有待其它资料进一步加以证实,但是给人们以“可能存在重熔铁矿浆”的启示。这种铁矿浆可能只是利用了安山岩的火山或寄生火山通道达于地表,而与安山岩并无多大的亲缘关系。

从构造环境来看,在拉科地区产生“重熔铁矿浆”也是颇有可能的。因为该区正处在

大陆边缘大洋板块俯冲消亡带,即著名的安底斯火山链上。俯冲消亡带的巨大热量既然可以使消亡的玄武岩质大洋板块“分熔”出安山岩浆,当然也可以使附近陆壳深部的古老含铁片岩“重熔”为铁矿浆。这种重熔铁矿浆利用了“分熔”安山岩浆的火山通道,溢出地表,也就形成了今天所见的基本上是盖于安山岩之上的磁铁矿流。当然含铁岩系在“重熔”时和在向上运移过程中也不会是那样“一尘不染”的,它也势必要混进周围的组分(包括安山岩浆),并经分异或熔离最终才成为形成拉科铁矿石的矿浆的。所以不应该认为在组分上含铁片岩、重熔铁矿浆与拉科铁矿石三者是全等的,只能说明它们是相似的、可比的、有亲缘关系的。

表 4 拉科铁矿石及有关岩石中磁铁矿的微量元素对比

磁铁矿的产状	V (ppm)	Cr (ppm)	Ti (%)
拉科铁矿石	300 400	<30 100	0.01—0.02
拉科区第四纪安山岩	1000—1300	400—500	2.0—3.6
拉科区早古生代含铁片岩	120	70	0.02

注 据 (J. José Frutos)

这种“重熔铁矿浆”生成的铁矿床,是不是只有在智利才有呢?我们认为不是。地处我国三江弧形褶皱带的洞卡铁矿与智利的矿浆铁矿构造环境、火山-侵入岩和矿石组分特征都很相似,也可能是属于古大陆边缘俯冲带上的“重熔铁矿浆”矿床。此外,三江褶皱带的曼养火山矿浆铁矿,也可能是基底铁-硅或铁-碳酸盐建造(相当于惠民式铁矿层位)重熔铁矿浆产物,这是有待进一步研究证实的。

五、火山-浅成矿浆铁矿床形成的构造环境

火山-浅成矿浆铁矿床像其它地质体一样,是一定的地质构造环境的产物。

虽然目前已经确定下来的火山-浅成矿浆铁矿床还不多,基本上只是零星有所分布,仅在少数几个地区(如基鲁纳、密苏里、宁芜、巴夫格、安第斯山脉西侧等)有成片、成带之势,但是,从这种已知的分布情况还是多少可以看出它们一些构造环境的特征。

该类铁矿床的构造环境大致可以分为以下四个类型:

(1) 优地槽褶皱带型,即基鲁纳型(如:瑞典基鲁纳;美国密苏里;苏联安查斯、布拉戈达特山;中国曼养、包日汗、黑鹰山、大红山?);

(2) 大陆边缘造山带型,即智利型(如:智利拉科、埃尔-罗梅罗尔;墨西哥塞罗梅卡多;中国洞卡?);

(3) 深断裂带附近的断陷盆地型,即宁芜型(如:中国宁芜、十八台;伊朗巴夫格?);

(4) 地盾或地轴上的深断裂带型,即罗得西亚型(如罗得西亚布赫拉;苏联柯尔道夫斯克;中国新铺子 M_1 ?)。

限于篇幅,这里只谈一下我国宁芜型的构造环境。

关于宁芜地区的构造环境,近年来随着对宁芜玢岩铁矿研究的深入,已进行了较多的讨论。宁芜玢岩铁矿的研究者们(包括笔者在内)认为,宁芜火山岩盆地是在夹于淮阳地盾和江南地轴之间的下扬子褶皱带基础上发育起来的一个继承式断陷火山岩盆地(晚侏罗纪—白垩纪),以碱质较高的中偏基性火山-侵入活动为主要特征。它位于郯庐深断裂

的东侧,盆地形成和构造格局均受该深断裂的左行水平剪切活动控制,可能是东亚中生代构造岩浆活动成矿带的一部分¹⁾。宁芜火山岩盆地是北北东向长江挤压破碎带、方山-南陵深断裂和北西向南京-湖熟深断裂、三山街-宣城深断裂为边界的呈北东向展布的菱形断陷盆地。在盆地内部,由一系列的北北东向纵断裂和北西向横断裂组成网格状断裂构造格局。由此可见,宁芜盆地里里外外均是断裂带的构造环境。受这种断裂(多属深断裂)构造格局控制,形成了五个构造岩浆成矿带(区)。著名的与火山主旋回末期辉长(石)闪长(玢)岩有时间、空间、成因联系的一套浅成矿浆充填、伟晶、接触交代、火山热液等铁矿床组成的“玢岩铁矿”就分布在这些成矿带(区)内。梅山和姑山这两个浅成矿浆铁矿床分别位于该火山岩盆地的相对隆起的北、南端。

表 5 某些浅成矿浆铁矿区闪长(玢)岩主要化学成分及 τ 、 δ 值

矿区名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	τ	δ
梅山	53.21	0.94	17.47	4.24	4.26	2.92	2.27	15.47	2.64
姑山	54.19	0.74	16.28	5.48	1.91	4.50	1.40	15.92	3.11
洞卡	62.71	0.60	15.09	1.47	3.79	3.83	3.55	18.77	2.76
埃尔-罗梅罗尔	57.04	0.61	17.31	0.74	3.44	4.73	0.60	20.56	2.02

注: 埃尔-罗梅罗尔岩体成分据 A. A. Bookstrom。

表 5 列出了梅山、姑山、洞卡和埃尔-罗梅罗尔四个闪长(玢)岩型矿浆铁矿床的闪长(玢)岩的主要化学成分、 τ ($\frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}$) 和 δ ($\frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43}$) 值。由表可见,这四个矿区的浅成岩(或次火山岩)成分虽基本相似,但是梅山、姑山比洞卡、埃尔-罗梅罗尔偏基性一些(SiO₂ 低、铁高),而且 τ 值较低, δ 值较高。这说明宁芜地区的岩浆来源可能较深,可能属上地幔碱性玄武安山岩浆²⁾来源;而洞卡、埃尔-罗梅罗尔的岩浆来源较浅,可能是俯冲消亡带大洋玄武质板块分熔并有硅铝层混染的产物。这也证明了两类地区构造环境的差异,即:前者是继承式断陷-深断裂带环境,而后者是大陆边缘造山带环境。

那么,在深断裂带环境下,形成宁芜火山-侵入杂岩并衍生出姑山、梅山磁铁矿矿浆的碱性玄武安山岩浆倒底是怎样生成的呢? B. C. Попов (1977) 曾经专门论述过导致岩浆形成的熔融原因。他说,根据地质和地球物理资料综合分析,可以认为某些规模巨大的岩浆的出现(至少在显生宙)与深部固体壳下层偶然的和局部的熔融有关。通常,熔融可由流体流的作用、压力的降低或温度的升高所引起^[12]。

对处于郯庐深断裂旁侧和断裂(包括深断裂)十分发育的庐枞和宁芜地区而言,笔者认为碱性玄武安山岩浆的生成可能与 55—70 公里以下的壳下层(上地幔)因压力降低和温度升高而引起的局部熔融有关。因为:(1)据徐嘉炜等的研究,郯庐深断裂切割深度可达 55—70 公里以下;(2)据中国科学院地质研究所大地构造编图组(1974)对东秦岭断褶与郯庐断裂带运动方式及转换运动方式的研究,在中新生代郯庐断裂带有时以拉开运动为主,有时以挤压运动为主^[13]。我们不妨认为挤压运动导致温度的升高,而拉开运动造成压力的释放和降低。这种温度升高与压力降低的交替进行就会导致 55—70 公里以下的

1) 宁芜研究项目报告编写小组, 1978, 宁芜玢岩铁矿。地质出版社。

2) 关于宁芜地区闪长玢岩的岩浆性质及演化特征, 详见有关报告。

壳下层(上地幔)的局部熔融;(3)根据地热研究^[14],庐枞地区的罗河铁矿区地温高,梯度大,热流值亦较高(1.84 HFU)。可以推想侏罗—白垩纪庐断裂活动时也可能具备导致局部熔融的升温条件。所以,似可认为庐深断裂带及有关断裂既是庐枞、宁芜地区碱性玄武安山岩浆的生成原因,也为岩浆侵入、喷出提供了通道。不仅如此,它们还可能与这两个地区岩浆分异良好、旋回清楚不无关系。И. В. Павлов (1973) 在总结深断裂带中含铬超基性岩体的成矿特点时曾经指出,规模较大且分异较好的侵入体与“长期存在的”断裂有关,侵入到“短期存在的”¹⁾。断裂中的则是成分比较均一的—部分岩浆^[15]。宁芜地区晚侏罗—白垩纪火山活动表现出清楚的旋回性,即:玄武粗安岩—粗安岩(龙王山旋回)→玄武安山岩—安山岩(大王山旋回,主旋回,与铁矿化关系密切)→安山岩—英安岩(姑山旋回,铁矿主成矿期后)→碱性粗面岩—响岩(娘娘山旋回),并且有相应的次火山岩或浅成岩相伴随,这可能与庐深断裂带及区内断裂长期存在和长期活动有关。也正是这种长期的构造岩浆活动使铁矿浆和铁矿液得以分离出来并形成宁芜玢岩铁矿。

六、结 束 语

矿浆学说虽然已被确立下来,但是还有许多理论问题,诸如矿浆性质、矿浆形成的物理化学条件和运移、淀积(deposition)机理,以及矿浆与矿液的界限、转化条件与进程等,均需进一步探讨和解决。位于岩浆—矿浆—矿(热)液这一链条两端的岩浆与矿(热)液的研究已经比较完善(尽管还很不够),而中间的矿浆却是一个薄弱环节,实有必要大力将其研究清楚。

宋叔和教授审阅了本文的原稿并提出了宝贵意见。在工作和成文过程中得到许多单位和同志的帮助。谨在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Park, C.F. Jr. and Macdiarmid, R.A., 1975, Ore deposits. Third edition. W. H. Freeman and Company.
- [2] Park, C. F. Jr., 1961, A magnetite “flow” in northern Chile. *Econ. Geol.*, Vol. 56, pp. 431—436.
- [3] Förster, H., Bachtar, I. und Borumandi, H., 1973, Petrographische detailuntersuchungen im Bereich der Eisenerzlagerstätten von Bafq/Zentraliran. *Z. Deutsch. Geol. Ges. Band 124, Teil 1, s. 121—134.*
- [4] Borumandi, H. and Förster, H., 1976, The Central Iranian iron ore district—An example of infracambrian volcanogenic magnetite deposits. The abstracts of the 25 th international geological congress, Vol. 1, pp. 155—156.
- [5] Фишер, Р., 1950, Несмешимость расплавов, содержащих окислы тяжёлых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмешимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. В книге: «экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования», Москва, 1954.
- [6] Philpotts, A. R., 1967, Origin of certain iron titanium oxide and apatite rocks, *Econ. Geol.*, Vol. 62, No.3, pp. 303—316.
- [7] 长江中下游火山岩区铁矿研究组, 1977, 玢岩铁矿——安山质火山岩地区铁矿床的一组成因模式. *地质学报*, 第1期。
- [8] 程裕洪、赵一鸣、陆松年, 1978, 中国几组主要铁矿类型. *地质学报*, 第4期。
- [9] Smirnov, V. I., 1977, Geological-historical problems of sources of mineral matter in endogenic ore deposits. *International Geology Review*, Vol. 19, No.3, pp.249—353.
- [10] Park, C. F. Jr., 1972, The iron ore deposits of the Pacific Basin. *Econ. Geol.*, Vol. 67, No.3, pp. 339—349.

1) “长期存在的”和“短期存在的”断裂,曾被 Соколов (1970) 论述过。

- [11] José Frutos J. et al., 1975. Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite Lava flow deposits, Chile. *Econ. Geol.*, Vol.70, No5, pp. 988—989.
- [12] Попов, В. С., 1977, Причины плавления, приводящего к образованию магм. *Геохимия*, №4.
- [13] 中国科学院地质研究所大地构造编图组, 1974, 中国大地构造基本特征及其发展的初步探讨. *地质科学*, 第 1 期。
- [14] 中国科学院地质研究所地热组, 1978, 矿山地热研究及地温类型划分. *地热研究论文集*, 第 45—65 页. 科学出版社。
- [15] И. В. Павлов и др., 1973, Закономерности формирования хромитовых месторождений, Изд. «Наука», М.

ON IRON DEPOSITS FORMED FROM VOLCANOGENIC-HYPABYSSAL ORE MAGMA

Song Xuexin Chen Yuchuan Sheng Jifu Ai Yongde

(*Institute of Mineral Deposits of the Chinese Academy of Geological Sciences*)

Abstract

Since the discovery of Laco magnetite lava flow deposit, other iron deposits of volcanogenic ore magma origin have been found in other parts of the world; e.g. Manyang (Yunnan, China), Chogart (Central Iran) etc.. The presence of pilotaxitic texture, amygdaloidal structure, and fluidal structure constitutes an outstanding feature of Manyang iron ore and serves to distinguish it from many non-ore-magmatic or hypabyssal ore-magmatic iron deposits. In addition, Gushan (Anhui, China), Heiyingshan (Nei Monggol, China), Dongka (Tibet, China) and other deposits are similar to those of the Kiruna type and belong to hypabyssal ore magma iron deposits.

A genetic classification of the world-wide volcanogenic-hypabyssal ore magma iron deposits is proposed in this paper with a brief description of their main characteristics. The major types are as follows:

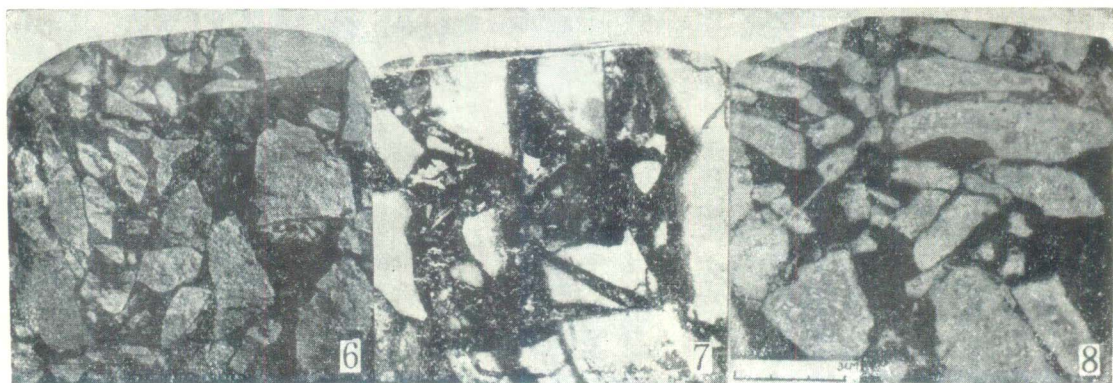
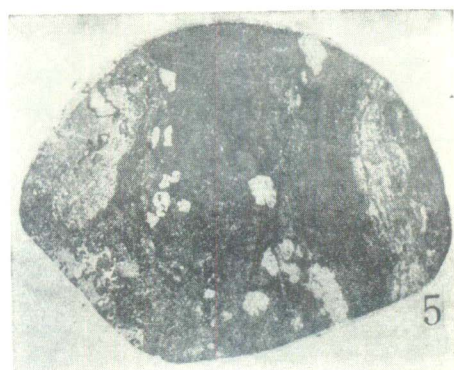
- I. Iron deposits of volcanogenic ore magma origin
 - Ia. Spilite-keratophyre type; e.g. Manyang deposit;
 - Ib. Andesite type; e.g. Laco deposit;
 - Ic. Rhyolite-trachyte type; e.g. Chogart deposit.
- II. Iron deposits of hypabyssal ore magma origin
 - IIa. Gabbro-diabase type; e.g. Dahongshan deposit etc.;
 - IIb. Diorite (or diorite porphyrite) type; e.g. Gushan deposit, Dongka deposit etc.;
 - IIc. Granite type; e.g. Pea Ridge deposit etc.;
 - IId. Plagioclase granite type; e.g. Heiyingshan deposit etc.;
 - IIe. Albite syenite type; e.g. Kirunavala deposit etc.;
 - IIIf. Alkaline rock type; e.g. Buhera deposit etc.;

According to different ore provenances of the above-mentioned iron deposits, they may be divided into the following five types: (1) basaltic magma; (2) andesitic magma; (3) granitic magma; (4) alkaline magma; and (5) remelting mass of ferruginous rock

series or iron formations.

The problem on geotectonic environment of these deposits has been discussed at the last section of this paper. The proposed geotectonic environment patterns of volcanogenic-hypabyssal ore magma iron deposits are as follows:

- (1) Eugeosynclinal fold belt, i.e., Kiruna pattern; (e.g. Kirunavala, Pea Ridge, Liangyun, Manyang, Wenduermiao, Heiyingshan, Dahongshan, Anzass, Goroblagodat etc.).
- (2) Continental margin orogenic zone; i.e. Chile pattern, (e.g. Laco, El Romeral, Cerro Mercado, Dongka etc.).
- (3) Fault depression; i.e. Nanjing-Wuhu pattern, (e.g. Gushan, Meishan, Shibatai etc.).
- (4) Deep fault belt; i.e. Rhodesia pattern, (e.g. Buhera, Xinpuzi, Kordovsk etc.).



1. 细碧岩型磁铁矿石, 斑晶为钠长石, 基质由钠长石和磁铁矿组成。单偏光, $l = 0.9 \text{ mm}$ 。曼养。
2. 同1, 可见钠长石聚合斑晶。正交偏光, $l = 1.6 \text{ mm}$ 。
3. 杏仁状细碧岩型磁铁矿石, 杏仁(白色)由电气石、磷灰石、钠长石、绿泥石、方解石等组成。据薄片放大, $l = 1.5 \text{ cm}$ 。曼养。
4. 碎屑-流状磁铁矿石, 碎屑(灰、灰黑色)为细碧岩和磁铁矿石, 胶结物(灰黑色)由磁铁矿、绿泥石等组成。 $\times 1$ 。曼养。
5. 流状磁铁矿石, 白色大晶体为黄铁矿, 灰白色不规则状者为钠长石, 黑色及灰黑色为磁铁矿和绿泥石。 $\times 1$ 。曼养。
6. 角砾状假象赤铁矿石, 角砾为辉石闪长岩, 基本无位移。 $l = 20 \text{ cm}$ 。姑山。
7. 角砾状假象赤铁矿石, 角砾(白色)为页岩。 $\times 2$ 。姑山。
8. 角砾状磁铁矿石, 角砾为辉石安山岩。梅山。