

矿相学的新发展与2000年展望

武汉地质学院矿床教研室矿相组 徐国风



岩矿工作

近年来,其研究领域包括金属矿物学(Ore mineralogy)和矿石学(Ore petrology)的矿相学(Ore microscopy)有了新的发展。1982年9月在保加利亚瓦尔纳城举行的国际矿物学协会第十三届大会交流的矿相学论文是这种新发展的标志之一。现将这次会议及近两三年新书刊中矿相学论著的概况作一简介,并对2000年展望提出管见供参考。

第十三届国际矿物学学术交流会议

该次学术会议的矿相学论文占全部407篇论文相当大的比重。同时进行宣读讨论的四个大组(晶体化学、矿物分类、矿物共生组合综合组,晶体形貌学和晶体生长组,相平衡组和宝石矿物组)和三个专题讨论会(金属矿物、矿物物理和电子显微镜在矿物学中的应用专题讨论会),除综合组中“自然元素和硫化物小组”和“金属矿物讨论会”完全是矿相学的内容之外,几乎其他各组和另两个专题讨论会都有矿相学方面的论文。由此可以看出矿相学的重要地位和意义。

金属矿物的个别矿物种、矿物大类以及矿床金属矿物和区域金属矿物研究论文数量相对最多。苏联Б.В.Олейников和А.В.Округин在《地台基性岩中的自然元素矿物》的论文中,报道了基性岩中已发现的自然铁、自然铜、自然锌、自然铅、自然锡、自然镉、自然铝和含有大量锌、镍的自然铜和 β -黄铜、 Al_2CuMg 、 Mg_2Si 等自然元素矿物。С.Манкова研究了保加利亚的多金属矿床和沉积矿床中的硫锰矿。苏联М.С.Сахарова综合讨论了火山建造中产出的火山热液成因银矿物复杂共生组合。法国Y. Moëlo研究审查了铅硫酸盐形成时温度、氧逸度、硫逸度、基本元素(Pb、Sb、

As、Bi、S)和混入物(Ag、Cu、Fe、Sn、Mn、Te、Se)浓度所起的作用,指出地球化学因素决定了不同Pb/Sb、Pb/As、Pb/Bi比例关系之硫酸盐矿物的生成。苏联Н.С.Бортинков等认为硫酸盐矿物分解时形成的矿物组合可以用作地质温度计和氧逸度、硫逸度、成矿介质成分的指示计。Н.С.Рудашевский, Т.Л.Евстигнеева和А.Д.Генкин根据人工合成实验的结果解释苏联东部Pt-Pd族矿物的成因并提出铂族矿物的晶体化学分类。荷兰Э.Бурке、М.Закржевского对瑞士Бергслеген矿区的金属矿物,奥地利Е.Штумпфля和澳大利亚Л.Гана对马来西亚Калантан区富银多金属层状硫化物矿床的金属矿物进行了研究。此外还有对瑞典Longben地区的区域金属矿物学、对荷兰某地和加拿大铜镍硫化物矿床中铂族矿物的专题研究论文。根据矿石的矿物共生组合、矿石构造结构特点来分析判断苏联Атасу矿床和美国阿巴拉契亚山锌矿床的成因的论文引起与会者的兴趣。加拿大Д.Харриса研究了加拿大Иок-Лейк变质黄铁矿型多金属矿床的富银矿石,发现这种特高品位银矿石是由自然银、银金矿、自然铋、特富银的黄铜矿、方铅矿、黝铜矿以及各种银、铋、铅硫酸盐矿物组成。

苏联М.Г.Добровольская对产在各种成分岩石中的碱金属硫化物(如硫铁铜钾矿Murunskite $K_2Cu_3FS_4$ 等)形成的物理化学条件(如碱交代作用)作了探讨。不少报告对许多新的不常见矿物组合的多世代、多次沉淀的问题作了各种各样的解释。西德А.Эль-Гореси对地球和宇宙的金属矿物作了比较分析,如据电子探针研究的成分,球粒陨石中的铬铁矿有别于月岩和地球岩浆岩中的铬铁矿。还有的论文讨论了苏联黑钨矿中的类质同象代换现象。葡萄牙O.Гаснар著文论述在制订黄铁矿矿石技术加工方案时矿相学研究的重要作用。

实验金属矿物学在近年来得到较大的发展。美国Л. Чанга 在合成银、铅硫酸盐(与锰、锡、铁、锌硫化物共生)系统相比例关系的实验中,合成了与脆硫锑铅矿成完全类质同象代替的含锰的铅硫酸盐,还获得含锰的银锑硫酸盐。迄今为止,在自然界尚未发现上述类似化合物。美国学者预测在锰—银广泛共存地区(如中亚细亚、苏联东部和东北部)存在这类化合物。日本苮木浅彦等报告了他们对Cu—Fe—Bi—S体系中固溶体场的研究成果并给出合成斜方辉铅钨矿(Cosalite)等硫酸盐矿物的详尽资料。英国Д. Келли及Д. Воган 和加拿大Л. Кабри 及И. Ла Флам 针对肖德贝里铜—镍硫化物矿石进行Fe—Ni—S体系实验。许多合成实验的结果用于解释硫化物、硫酸盐矿物多世代、多次沉淀的特点和它们在碱性介质中形成的机制。

在第二大组晶体形貌学和晶体生长有关论文给出了黄铁矿晶体在时间和空间上变化的规律性资料,指出这些与矿体带状分布有关微细标志可以用作评价矿床远景。В. Н. Труфанов 等提出应特别注意晶面花纹(晶面蚀象、聚形纹、聚片双晶纹、感应纹等)的研究。М. Малеев, И. С. Иссаковы 等著文说明晶体形貌研究成果可应用于矿物原料技术加工方面和可用作找矿标志。与找矿、评价远景有关的矿物学论文还有苏联В. Ф. Барабанов 的白钨矿局部富集标型特征的论述,该文指出含钨花岗岩造岩矿物中钨混入物比不含矿岩体高1.5~5倍。苏联Н. А. Озеровий 在研究了保加利亚Маджаров、Мадан 等地区多金属矿床之后提出造矿矿物中汞的浓集是与深断裂有关之矿床的标型特征。

国际矿物学协会(IMA)所属矿相学委员会(COM)举行了两天的讨论会商讨仪器方面的问题。西德H. Piller等提出显微光度计测量反射率进一步完善化的问题,包括反射率标准的建立、反射光谱测定等问题在内。埃及Ф. Накла 指出影响金属矿物反射率(R)大小的因素包括主要阳离子的离

子半径、矿物的电负性和化学键(强金属键或弱金属键)等。西德A. Тэра 在他的两个报告中探讨了利用声学显微镜* (西德莱茵厂Вецлар 型)研究金属矿物光片的可能性和在紫外光下测量矿物反射率的可能性。苏联Ф. Чермак 等确定了黄铁矿的显微硬度值 H_v 与黄铁矿中砷的含量成反相关关系。还有人提出以普通映相处理系统(GIPSY)来作矿相显微镜研究以及用拉曼测微分析仪研究天然铬铁矿及其同生尖晶石。西德X. Бернхард 提出将电子计算机用于金属矿物鉴定的问题,他建议鉴定系统包括金属矿物的反射率、显微硬度、反射色颜色指数等定量数据,甚至还包括金属矿物的个体形态、双晶以至非均质性等鉴定特征在内。即建立自动化、电子计算机化的金属矿物鉴定系统。

矿相学新文献

苏联矿相学家С. А. Юшко 等于1980年拟定了一个在电子计算机上自动鉴定金属矿物的方案。她们选定鉴定信息量很高的定量特征(R 、 H_v)、较确切的定性鉴定特征(颜色、内反射、非均质性、磁性、浸蚀反应)和矿物的主要化学成分(限于四种元素)等三大组鉴定特征,将未知待定矿物的这些特征用电子计算机索检与已知矿物对比而快速鉴定金属矿物。这个鉴定系统采用了以下23种鉴定特征:(1) R_{486} 最小值;(2) R_{535} 最小值;(3) R_{589} 最小值;(4) R_{656} 最小值;(5) H_v 最小值;(6) R_{486} 最大值;(7) R_{535} 最大值;(8) R_{589} 最大值;(9) R_{656} 最大值;(10) H_v 最大值;(11) 颜色(有或无,下同);(12) 内反射;(13) HNO_3 (正反应或负反应,下同);(14) HCl ;(15) $FeCl_3$;(16) $HgCl_2$;(17) KOH ;(18) 磁性;(19) 非均质性;主要化学成分;(20) 主要元素的原子序数,下同;(21);(22);(23)。Е. Г. Рябева 等于1982年提出利用金属矿物反射色颜色指数制定自动鉴定矿物系统的方案。初步的试验结果是对92种金属矿物有65%几率能够准确鉴定,26%的机会

*声学显微镜系基于机械振动波(微波)在被测物体内传导性不同而显示不同物质的原理研制而成。可分为透射式和反射式两种声学显微镜。透射式声学显微镜主要由微波信号发生器、能量转换器(超声振子)、蓝宝石聚焦透镜、放大器、示波器等组成。对于矿相研究更合适的是反射式声学显微镜,其构造基本上同雷达相似。工作时的信号源发生强大的微波(频率为500兆周),经换能器及蓝宝石透镜聚焦后垂直发射到被测物体上,反射波又经蓝宝石透镜及换能器还原为微波信号,再放大处理送示波器显示图象和波形。声学显微镜兼具显微镜和扫描电镜的功能,其分辨力高于一般显微镜并可观测表面以下一定厚度,很有发展前景。

为双解(只能索检为二种矿物名称)、其余9%则定出3~6种矿物名称。虽然如此,但不难看出将颜色指数定量数据(视觉反射率 R_{vis} 、色度坐标值 x 和 y 、主波长 λd 、纯度 P_e)引入自动鉴定系统的进步意义。И. F. M. Henry和R. Phillips于1981年出版了在矿相显微镜下定量地研究矿物颜色特征的专著。可以预期如果金属矿物紫外反射率($R_{240} \sim R_{400}$)和近红外反射率($R_{780} \sim R_{2500}$)测量技术改进而取得更多的定量数据特征必将大大促进电子计算机自动鉴定系统的完善。S. Koritnig 1980年倡议在矿相显微镜物镜有效标准孔径为0.2的条件下测量非均质金属矿物的偏光色强度(A_{vis} , 按国际照度委员会C. I. E. 系统计算出来的正交偏光视觉反射率,与 A_{555} 实测值接近),由 A_{vis} (A_{555})将金属矿物划分为8级。这也给金属矿物新增了一项半定量的(以至定量的)鉴定特征。法国S. Chikhaoui和C. Lévy于1982年发表了30件不同化学成分(Sb, As, Cu, Ag, Zn, Fe, Hg, S)的黝铜矿族矿物之反射色颜色指数定量数据,并总结出该族矿物的蓝色色调(主波长 λd 趋向于475毫微米)与二价铜的增高有关,反射色纯度 P_e 随As含量增高而加大以及反射色亮度 R_{vis} 随Sb含量增大而提高和随二价铜、银含量而降低的规律。显微硬度测定方法也有新的发展。国外开始采用一种在负荷条件下按照未变形的压痕来测量硬度的连续记录压入动力学参数的新方法。

近年来除发现不少新的金属矿物以外,还报道了一些矿物的新产状也很值得重视。如产于苏联中—上三迭统陆源沉积岩内Au—As—Sb型金矿床中的砷铋铅矿(Aleksite)(Н. И. Шумская, 1982)、产于澳大利亚中部朱诺山下元古代铁硅质建造金矿床中的硒铋铜铅矿(Junoite)、产于中天山近地表浅成金矿床中的砷铜金矿(Kostovite)、斜方砷银铋矿(Volynskite)、硫锡

铜矿(Kuramite)和恰特卡锡矿(Chalkalite)

(В. А. Коваленкер, 1982),产于硫化物浸染型金矿床中的含砷黄铁矿(含As 1.5~2%)、银黝铜矿(含Ag 13.7%)、硒铅矿和含硒硫铋铅矿(Н. Я. Гурейкин等, 1982)和秘鲁中部火山热液型铜矿床中的硫砷铜银矿(含Cu 19.13%,反射率略高于黝铜矿、不显内反射——与含铜较低的硫砷铜银矿不同)(R. Thum, 1982)等。

在金属矿物特性研究方面,某些铁硫化物可用Fe的穆斯堡尔谱来加以区别。如B. J. Evan等于1982年给出了黄铁矿和白铁矿的最新资料(见表)。

1982年还发现黑钨矿的铁含量与黑钨矿的磁调整温度 T_N 成线性增长关系。

一些金属矿物特性的新资料也很有用。如R. Törnroos 1982年报道芬兰产硫锰矿含铁很少(0.7%)时内反射色为绿色, R_{589} 为21.9%;而含铁4.0~6.2%和4.2~7.0%的硫锰矿内反射色为褐色或红色, R_{589} 为23.7%和23.8%。硫锰矿含FeS的分子数为1%时维氏硬度值 H_{100} 为167公斤/平方毫米,FeS占8.8%时 H_v 为174公斤/平方毫米,FeS占10.6%时 H_v 为180公斤/平方毫米,FeS占17.1%时 H_v 高达218公斤/平方毫米。

近年来金属矿物或矿石的新结构类型或结构成因的新解释也有报道。F. Ivor Roberts 1982年研究了澳大利亚Kangara产于志留纪酸性火山岩中的多金属矿床内黄铁矿的“树枝状结构”,他认为此与树枝状氧化锰的风化成因不同,而是由于黄铁矿在内生条件下沿正在固结或已经部分固结的矿石之细微裂隙形成。G. R. Taylor 1982年报道了西太平洋所罗门群岛与含铜块状硫化物伴生的氧化相沉积物中的莓球结构,这是描述产于火山沉积系列中硅质泉华沉积层中由镁铁矿组成的具莓球结构之球体的最新文献。该文作者还首次提出莓球结构成因不同于“生物说”、“胶体化学说”的“磁

矿物	298 K 温度条件下		77 K 温度条件下	
	平均四级距分裂 ΔE_0 (毫米/秒)	同质异能位移 δ (毫米/秒)	平均四级距分裂 ΔE_0 (毫米/秒)	同质异能位移 δ (毫米/秒)
黄铁矿	0.6110 ± 0.003	0.313 ± 0.008	0624	--
白铁矿	0.5030 ± 0.007	0.277 ± 0.002	0508	

力吸引说”新论点。并且由磁铁矿具有磁性推广到硫化物莓球也是由初始铁硫化物 FeS 具有铁磁性而互相吸引使微晶有序化而形成硫化物显微莓群。又如H. Shimazaki 于1980年对日本Tsumo 夕卡岩型 Cu-Zn-Pb-W 矿床中闪锌矿的乳浊状结构和叶片状结构进行了较深入的研究。采用矿相显微镜下观察、结构浸蚀、加热实验(分 300°C 、 400°C 和 500°C 三种温度条件将光片加热365天)和电子探针分析(对未加热样品及三种温度加热后的样品进行 Zn 、 Fe 、 Mn 、 Cd 、 Cu 、 S 定量分析和 Fe 、 Cu 、 Cd 线扫描分析)等研究方法,将上述出溶结构的形成历史追溯为:(1)该矿床闪锌矿在 400°C 以上温度和相对较低的硫逸度条件下形成,含有 $31M\% \text{FeS}$ 、 $2.5M\% \text{MnS}$ 、 $0.5M\%$ 的 CuS 和 CdS ;(2)在闪锌矿生长时或生成之后形成聚片双晶;(3)由于温度降低,闪锌矿饱和了铜,成分在黄铜矿和磁黄铁矿之间的中间性固溶体开始出溶,叶片状出溶物沿闪锌矿双晶边界分布,无双晶处以乳浊细点状散布;(4) 400°C 时闪锌矿中铜的含量下降到接近于零;(5)由于硫逸度增高,单相磁黄铁矿开始出溶,由于硫系周围环境供给,故磁黄铁矿小透镜体沿双晶边界及闪锌矿与硅酸盐矿物的边界排列,此时闪锌矿中 FeS 的含量下降到 $25M\%$;(6) 300°C 时硫逸度相对增加,闪锌矿中铁的缓慢扩散作用终止;(7)温度降低到 300°C 以下时,中间性固溶体分离成为黄铜矿和磁黄铁矿。原来叶片中的磁黄铁矿沿双晶边界或相边界继续运动形成不连续的小叶片,而原来乳浊细点中的黄铜矿和磁黄铁矿则停在原地不动,最后形成现在看到的以黄铜矿为主体的细点(磁黄铁矿只占细点的很小面积)。

众所周知,矿物是在一定的地质条件和物理化学条件下形成的。它们各具本身的不同特点并含有一定数量的(有时是微量的)混入物,各种微观矿物相和气液和熔融包裹体,出现晶格缺陷、无序性、复型等晶体结构上的破坏现象。不同条件下形成之不同成因的矿物,它们的以上微细差异可用现代研究手段揭示,因此可以将已形成的矿物当作在其形成和改造过程中曾经存在过的物理化学条件的标志,如地质温度计、地质压力计、 pH 值度量计、

氧化还原指示剂等。从事上述矿物标型性研究的“找矿矿物学”就是以提高地质找矿勘探工作效率为主要目的之矿物学新分支,具有重要的理论意义和实际意义。其研究成果可用于:(1)根据重砂普查找矿(如法国矿产资源调查局用天然重砂中含 MgO 高达 $6.43\sim 19.26\%$ 的磁铁矿追索和圈定含有金刚石的金伯利岩);(2)评价不同侵入杂岩的含矿性(如前述评价花岗岩体含钨性和下述利用副矿物磁铁矿研究岩体含金性的实例);(3)分析岩石交代蚀变带的含矿性(如E. B. Розова 指出根据黄铁矿的热电系数资料可以将苏联达拉松金一硫化物矿床中七个不同时期的矿石组合区别开并指示各种矿石组合带的含金性);(4)评价矿点(如黄铁矿含金小于 0.1 克/吨则矿点远景不佳、黄铁矿几克/吨则为伴生金矿床、黄铁矿含金几十克/吨则指出可以找到独立金矿床);又如B. C. Груздев 1982年指出遇到含锑很高的黄铁矿(含 Sb 最高达 17.3%)时则指示可能找到自然锑、辉锑矿、辉铁锑矿的锑矿床;(5)指示寻找盲矿体(如Ю. С. Берман 1981年提出锰的氧化物、氢氧化物矿物含金达百万分之零点儿、含银达百万分之几十以上则表明深部很可能有具工业价值的金—银矿化);(6)指示矿床侵蚀截面深度:如Н. Н. Никулин 1981年给出锡石中铟的含量与形成深度成反变关系的公式: H_1 (形成深度,公里) $= 3.15 - 0.95 \log C$ (锡石中 In 的含量,ppm);(7)指示矿化规模:М. З. Кантор 1981年提出矿石储量大于1亿吨的大型夕卡岩型铁矿床磁铁矿平均含 TiO_2 $0.46\sim 0.52\%$ 、单位晶胞棱长 a_0 为 $8.385\sim 8.397 \text{ \AA}$ 且最大值与最小值之差在 0.018 \AA 以下,小于1亿吨的中小型夕卡岩型铁矿床磁铁矿几乎不含 TiO_2 、 a_0 为 $8.370\sim 8.380 \text{ \AA}$ 且最大值与最小值之差大于 0.025 \AA (最高可达 0.06 \AA);(8)指示矿化强度(如А. П. Карасев 等指出金的富矿石中黄铁矿的热电性属空穴型和电子导型的混合类型,且М. С. Сахарова 据半导体电化学实验结果提出富金黄铁矿的热电系数数值较高。

有意义的是,А. Ф. Коробейников(1982)、Н. Л. Шилин 和А. В. Колосков(1982)以及Г. К. Шнайк(1981)对比性地研究了苏联含金和不含金花

岗岩类岩石、碱性岩的副矿物磁铁矿后指出:无矿花岗岩体磁铁矿含金 $7.2 \sim 14.6 \text{ppb}$ 、比较均匀(金含量变化系数为 $50 \sim 80\%$),含矿的花岗岩体磁铁矿含金极不均匀(金含量变化系数为 $80 \sim 150\%$)、一组含金 $18.7 \sim 25.9 \text{ppb}$ 、另一组含金 $3.6 \sim 9 \text{ppb}$;不含矿的碱性岩中磁铁矿含镁较高(含铁较低)、氧化程度较低(分子百分数为47,但含矿岩体为 $46.2 \sim 50.3\%$)。含矿碱性岩中磁铁矿较之不含矿岩体富含锌、铅(2~3倍),铜(2~3倍)和钒(3~4倍)。不含矿碱性岩中磁铁矿较之含矿岩体富含铬、钴、镍和金(高出约一个数量级)。

应该指出,对普查找矿最有指示意义的是矿物的化学成分特点(包括各种混入元素含量),其他特性的标型特征是由化学成分特征衍生出来的。如Л.В.Чернышева指出岩浆成因磁铁矿与岩浆期后气液成因磁铁矿的区别主要是前者的Co/Ni比值小于1($0.1 \sim 0.77$)而后者大于1($2.0 \sim 3.7$)和 $\text{MnO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 前者一般高于1(多在 $1.6 \sim 10.3$ 范围内)而后者(特别是钙夕卡岩型铁矿床)接近于1(如1.2)。又如磁铁矿中锰的含量与磁铁矿的居里温度(铁磁性消失转变为顺磁性的温度值)成反变关系,如索隆戈镁夕卡岩型铁矿床中磁铁矿的锰含量特高(MnO达 20%),其居里温度为 $510 \sim 538^\circ\text{C}$;而含锰较低的钙夕卡岩型铁矿床中磁铁矿(含MnO $0.9 \sim 1.7\%$)的居里温度增高为 $550 \sim 560^\circ\text{C}$ 。

由热电系数(单位为微伏/度)表示的金属矿物的热电动势取决于杂质元素进入晶格的情况和矿物组合。因之金属矿物的热电性可以反映它们从热液中析出的顺序。苏联达拉松金—硫化物矿床中黄铁矿有许多世代,第一世代黄铁矿为电子导型,其后析出的变为混合类型,最后转变为空穴导型。金属矿物热电性资料还可以用于研究矿床的分带性。苏联别列戈夫矿床方铅矿在浅部为空穴导型、中部为混合类型、深部为电子导型。许多矿床黄铁矿也是在深部为电子导型、中部为混合类型、浅部为空穴导型。结合黄铁矿热电性与生成顺序的关系看,上述许多矿床属顺向分带(先晶出矿物产于矿床深部、后晶出矿物产于矿床浅部)。

实验矿相学仍然是矿相学的生长点之一。大家

知道,传统矿相学对矿石结构的观察研究对于重建矿石和矿床历史具有重要意义。但是具有一相或多相成核作用和生长作用的硫化物组合形成的结构强烈地受到金属原子扩散的影响,也受到温度的影响。由此,一些硫化物结构可能仅仅反映矿物“热史”的最后阶段,这一阶段包括从高温冷却或在低温形成以及与变质事件有关的“后成加热作用”。因此,矿石矿物组合结构的确切解释,需要具有相应的实验基础。A. Durazzo和L. A. Taylor于1982年对斑铜矿—黄铜矿体系出溶结构进行了人工合成实验并应用于天然矿石成因的解释。以化学试剂进行人工合成试验获得了两类结构。第一类为“早期结构”,系经短时间(几分钟到几小时)退火后观察到的,有“网状结构”或“网脉状结构”、“斑状结构”和“叶片状结构”(或称之为“片状结构”、“格状结构”)。第二类为“成熟期结构”,退火时间在几小时到几周范围之内,系由第一类结构经生长和结晶加大作用形成。它们有“蠕虫状结构”和“乳浊状结构”。实验结果得出两点结论:

(1) 斑铜矿—黄铜矿的“交互边界结构”是在 250°C 或稍低温度下发生结晶加大作用和球化作用的结果,此与以下三种成因观点不矛盾:①同时形成斑铜矿和黄铜矿;②从固溶体分解曲线以上的温度缓慢地冷却,由出溶作用分解出黄铜矿;③原先已存在的斑铜矿—黄铜矿连晶在 250°C 以上受变质作用的影响形成斑铜矿和黄铜矿的“交互边界结构”。

(2) 过去文献将“叶片状结构”归之于从高固溶体分解曲线之上的温度下缓慢冷却形成的解释有很大的困难,因为在这种条件下,连续的再平衡作用使黄铜矿沿着斑铜矿颗粒边界大量出溶。此外,虽然“叶片状结构”可以由低饱和度的基质在 200°C 以下的温度条件下缓慢地冷却形成,但却会在很长的退火时间内缓慢的冷却过程中消失。自然界“叶片状结构”的形成可由下列两种作用过程解释:①交代作用;②“异常斑铜矿”加热到温度不超过 200°C 和 250°C 时的出溶作用形成斑铜矿—黄铜矿的叶片状结构。极大地偏离化学计量的 Cu_5FeS_4 分子式的“异常斑铜矿”在自然界的存在已被大量文献报道所证实。

出溶结构还可以用作指示出溶的冷却速度。D. P. Geoffrey 于1982年通过解析描述出溶时钛磁铁矿中钛铁晶石晶片生长过程的动力模型方程计算出瑞典南部Taberg侵入体、格陵兰东部的Skaergaard侵入体和加拿大魁北克省Yamaska山侵入体在钛磁铁矿出溶时的冷却速度分别近似为130、12和6000℃/千年。

实验还可将人工合成晶体形态与天然晶体进行对比。D. Danilo 于1982年在温度为300和350℃、压力为150~1540巴、于各种不同浓度的NaCl和NH₄Cl溶液中合成了具典型立方体{100}和立方体{100}加八面体{111}聚形形态的黄铁矿。他于1979年根据表面能原理,由晶体形态特点计算热液作用形成黄铁矿的温度、压力值。采用的公式为:

$$(T_K - T)^{0.062} = \left[\frac{2x - 3y}{-\sqrt{3}y} \right] \quad (1)$$

($y > x$ 时用)

$$y = \left[1 - \frac{1}{\sqrt{3}(T_K - T)^{0.062}} \right] x \quad (2)$$

($x > y$ 时用)

(1)、(2)式中 T_K 为1014°K表示的黄铁矿在Fe—S系统中形成时的结晶温度; T 为热液的温度; y 为立方体,八面体聚形中立方体晶面的长度; x 为聚形中八面体晶面与立方体晶面交汇棱长在(100)面上的高度。

$$(P_K - P_\Phi) = \frac{2(T_K - T)^{1.225}}{0.5y} \quad (3)$$

($y > x$ 时用)

$$(P_K - P_\Phi) = \frac{2(T_K - T)^{1.287}}{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{3}}x} \quad (4)$$

($x > y$ 时用)

(3)、(4)式中 P_K 为黄铁矿在Fe—S体系中形成的实际压力; P_Φ 为热液的压力;其 T_K 、 T 、 y 、 x 都与(1)、(2)式同。

附此指出,国外最新的矿相学教科书(J. R. Craig, D. J. Vaughan: 1981, Ore microscopy and Ore Petrography)较充分地反映了近代实验矿相学的研究成果。

十分明显,近代矿相学尽可能采用近代先进手段从事测试分析。如G. R. Lowell和C. Gasparri (1982)研究美国密苏里州东南部银矿中的毒砂成分变化特点,对15个晶体的38个微区进行了Fe、As、S定量分析。结果发现与U. Kretschmar及S. D. Scott (1976)描述的毒砂成分分带相反,该银矿山于云英岩阶段和热液硫化物阶段形成的毒砂几乎完全缺失成分分带现象,表示在毒砂单个晶体范围内生长条件平衡、结晶速度十分缓慢且硫的活度变化稳定、均匀。如无先进的微区分析仪器是不可能作出以上结论的。当然,矿石结构和矿物晶粒内部结构的矿相显微镜下观察是任何先进仪器所不能完全代替的。如上述密苏里银矿床、秘鲁中部火山热液型铜矿床和澳大利亚维多利亚州Woods Point岩墙中的金矿脉矿石矿物生成顺序表(A. H. Green等,1982)对于阐明矿石的发育、演化都是不可缺少的。又如B. Я. Федчук等于1982年发表了对苏联某地区砂矿中金的来源之研究成果。根据原生热液金矿石和原地风化残余型氧化带金矿石以及砂矿中的三种砂金(原生金矿石的残余金、冲积砂矿沉积成因和由冲积砂金再风化后形成的砂矿氧化带金)的矿物成分、自然金成色、颜色、粒度、形态、包裹物等讨论不同成因金之间的关系。传统的矿物间交代、胶结关系仍然具有重要的意义。特别对层控矿床,通过经典的矿相学研究查明原生沉积成因和后来热液叠加改造成因的两类矿石组构及不同世代矿石矿物的交代关系之后才更有说服力。1982年发表的K. S. Al-Bassam等对伊拉克北部Serguza铅—锌—黄铁矿矿床的研究成果,查明硫化物矿物有两个世代:第一世代(原生的)的矿物集合体具有纹层状、条带状、显微褶皱构造和其它沉积构造的特征;第二世代(热液改造成因的)硫化物在小脉、细脉、微脉中出现和在角砾岩带呈浸染体,并经常与次生石英和次生白云石伴生。矿区内广泛发育有第二世代硫化物溶蚀交代第一世代硫化物的现象,并且这两个世代硫化物之间具有许多地球化学上的差别。例如第一世代黄铁矿比第二世代黄铁矿含有较多的镍和砷,但含铜较少。第一世代闪锌矿较之第二世代闪锌矿相对富铁(仅含铁1%)和贫锗及镓。第一世代方铅

矿比第二世代方铅矿富砷及铋和贫银及铋（方铅矿富铋贫银为沉积成因方铅矿的标型特征）。

2000年展望

纵观上述矿相学发展现状与趋势，针对现今存在的问题，展望未来，可以设想2000年时的矿相学的新面貌为：

1. 矿相鉴定数据定量化——除了显微硬度、反射率、反射色现有定量数据的鉴定特征以外，其它鉴定特征（偏光色、非均质性、内反射、磁性、漫反射率、禁带宽度等）也实现定量化；不限于可见光波段的数据而扩展到紫外、红外波段的数据；

2. 矿相鉴定仪器自动化、联动化、电子计算机化——建立综合鉴定系统，从金属矿物光片进入系统到自动化测量和计算出全部有关定量数据信息输出系统都作到联动化、电子计算机化；

3. 利用定量数据鉴定矿物电子计算机化——建立电子计算机数据储存库及瞬间检索系统，未知矿物定名电子计算机化；

4. 金属矿石和金属矿物磨片（无突起光片）、粒度和百分含量测量以及摄影自动化、联动化、电子计算机化——置入样品不久后即自动、联动完成制片和粒度、形态、含量测定工作并由电子计算机计算输出最终数据和给出照相底片及照片；

5. 研制出现代化的金属矿物分离系统；

6. 研制出测定矿物化学成分的现代化系统——测定方法包括电子探针、离子探针、质子探针等，并达到超微量分析的要求；

7. 研制出能给出矿物对称、空间群、晶胞参数以至晶体结构资料的现代化X光分析系统——包括粉末法、单晶法、四圆衍射仪法测定超微量样品并且不破坏光、薄片而测定微细矿物；

8. 研制出高效率现代化的反射式声学显微镜——鉴别在反光光学显微镜下不能区分的金属矿物或其“亚微块”、“亚晶粒”并观察一定厚度之下的金属矿物；

9. 发展了矿物波谱方法（核磁共振、电子顺磁共振、红外光谱、穆斯堡尔谱、晶体场谱等）对金属矿物的研究；

10. 发展了扫描电子显微镜（SEM）和透射电子显微镜（TEM）方法对金属矿物的研究——提

高电镜分辨本领使分辨率达到零点几埃（Å），研究金属矿物的精细结构、缺陷、有序、位错、包裹体、杂质等；同时还可以进行成分分析，从而为金属矿物的形成演化历史提供信息；

11. 发展了实验矿相学，合成金属矿物和进行晶体生长实验，扩大矿物资源，探讨和阐释金属矿物形成条件，追索地质体成因，为建立地质作用的地球化学和地球物理模型提供依据；进行超高温、超高压的实验研究来揭示地幔以至外部地核的秘密；

12. 发展了区域金属矿物学、矿床金属矿物学矿种（或矿石建造）金属矿物学研究并撰写出相应的专著；

13. 发展了成因矿物学，进行前寒武纪及其他重要地质时代岩石和矿石中金属矿物的研究工作，以获得全球性的各重要地质时期金属矿物界的发生、发展及演化的全面资料；

14. 大力发展找矿矿物学，充分发掘并利用金属矿物成因信息用于普查找矿——制订一整套区调、地调、普查、勘探工作中对各种地质体进行矿物学研究的工作规范，以正规地、有保证地取得必需的资料，便于有科学依据地开展矿产普查找矿工作并取得良好的经济效果（大幅度地降低普查勘探成本和提高获矿率）；

15. 完善和发展工艺矿物学，研究现代化方法解决矿石成分元素赋存状态，矿物嵌布粒度特性，矿物磁性、比重、微孔性、可溶性、表面电物理性质和表面电化性质等方面的问题；应用化学、各种力场、射线、辐射等方法定向改变金属矿物性质以增大矿物工艺性质的差异性而提高选矿效果；

16. 应用相平衡原理和相律研究的新发展来探讨和解释天然矿石的成矿作用和形成物理化学条件——预测和认识矿物相、成矿溶液性质、成矿作用和以后变质作用的温度、压力、硫、氧逸度条件等；

17. 发展了量子化学、矿物物理、矿物谱学新兴学科的理论研究成果应用于金属矿物学。

十分明显，完成上述任务需要矿相学各分支学科和许多边缘学科通力协作，需要多种学科各方面专家的有效配合。

主要参考文献

- [1] AL-Bassam K. S., et al., 1982, Contribution to the origin of the Serguza Lead-Zinc-Pyrite Deposit, Northern Iraq. *Mineralium Deposita* 17, 133 ~ 149
- [2] Babič D. D., 1982, Einige Aspekte Zur hydrothermalen Kristallisation FeS₂ (Pyrit). *N. Jb. Miner. Mh.*, 1982, H. 12, 551 ~ 557
- [3] Breskovska V. V. et al., 1982, Ardaite—a new lead-antimony chlorosulphosalt. *Mineral. Mag.*, vol. 46, 357 ~ 361
- [4] Ghikhaoui S., Lévy C., 1982, Expression quantitative de la couleur dans la série tennantite-tetraédrite: influence des substitutions. *Can. Miner.* vol. 20, 101 ~ 109
- [5] Durazzo A., Taylor L. A., 1982, Experimental exsolution textures in the system bornite-chalcopyrite: genetic implication concerning natural ores. *Mineralium Deposita* 17, 79 ~ 97
- [6] Evans B. J. et al., 1982, The ⁵⁷Fe Mössbauer Parameters of pyrite and marcasite with different provenances. *«Geochim. et Cosmochim. acta»* 46, №5, 761 ~ 775
- [7] Green A. H., et al., 1982, Evolution of gold-bearing veins in Dykes of the Woods point Dyke swarm, Victoria. *Mineralium Deposita* 17, 175 ~ 192
- [8] Johan Z., Picot P., 1982, La Pirquitasite, Ag₂ZnSnS₄, un nouveau member du groupe de la Stannite. *«Bull. Miner.»* 105, №3, 229 ~ 235
- [9] Lowell G. R., Gasparrini C., 1982, Composition of Arsenopyrite from topaz greisen veins in Southeastern Missouri. *Mineralium Deposita* 17, 229 ~ 238
- [10] Oudin E., Picot P. et les autres, 1982, La benavidesite, Pb₂(Mn, Fe)Sb₂S₁₄, un nouveau mineral de la Serie de la Jamesonite. *«Bull. Miner.»* 105, №3, 166 ~ 169
- [11] Roberts F. I., 1982, A dendritic-type arrangement of pyrite from the Kangiara deposit, SE Australia. *Mineral. Mag.*, vol. 46, 132 ~ 134
- [12] Taylor G. R., 1982, A mechanism for framboid formation as illustrated by a volcanic exhalative sediment. *Mineralium Deposita* 17, 23 ~ 36
- [13] Törnroos R., 1982, Properties of alabandite from Finland. *N. Jb. Miner. Abh.* 144, H. 1, 107 ~ 123
- [14] Zakrzewski M. A., et al., 1982, Vuorelainenite, a new spinel, and associated minerals from the Satra (Dover Storp) Pyrite deposit, Central Sweden. *Can. Miner.*, Vol. 20, 281 ~ 290
- [15] Craig J. R., Vaughan D. J., 1981, Ore microscopy and ore petrography. John Wiley and Sons. New York/Chichester/Brisbane/Toronto
- [16] Mrazek Z., Taborsky Z., 1981, Cechite, Pb(Fe²⁺, Mn²⁺)(VO₄)(OH), a new mineral of the desloizite-pyrobellonite group. *N. Jb. Miner. Mh.*, 520 ~ 528
- [17] Koritnig S., 1980, Die Messung der Stärke der Anisotropie bei gekreuzten polarisatoren im Auflicht. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1980, H. 3, 131 ~ 137
- [18] Shimazaki H., 1980, Cooling history of Orebody recorded in sphalerite: an example from the Tsumo skarn deposits, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, Vol. 20, № 2, 61 ~ 76
- [19] Завьялов Е. Н., и др., 1983, Новые данные о лаятакарите. *Зап. Всес. Минер. общ.*, 112, вып. 2, 185 ~ 191
- [20] Чухров Ф. В., и др., 1983, XIII съезд международной минералогической ассоциации (ММА) в Болгарии. *Зап. Всес. Минер. общ.*, 112, вып. 2, 250 ~ 257
- [21] Груздев В. С., и др., 1982, Сурьмянистый пирит. *Докл. АН СССР*, 214, № 2, 445 ~ 451
- [22] Гурейкин Н. Я., и др., 1982, Геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения сульфидно-вкрапленных руд, Советская Геология, 1982, № 5, 86 ~ 95
- [23] Коваленкер В. А., 1982, Минералы и их парагенезисы близповерхностного золоторудного месторождения. *Геол. рудн. месторожд.*, 1982, № 1, 31 ~ 41
- [24] Рябева Е. Г., Клейнбок В. Е., 1982, Цвет как диагностическая характеристика рудных минералов. *Геол. рудн. месторожд.*, 1982, № 3, 95 ~ 98
- [25] Федчук В. Я., и др., 1982, Об источниках золота в россыпях одного из районов СССР. *Изв. высш. учеб. завед. Геология и Разведка*, 1982, № 6, 53 ~ 59
- [26] шумская Н. И., 1982, Рекомендации Комиссии по Рудной микроскопии ВМО по стандартизации

(下转第71页)

吸附态汞和全汞的比值

对矿区1146件土壤样品所测数据统计结果表明,土壤中吸附态汞和全汞量是密切相关的,在无外来干扰地段,吸附态汞与全汞比值在0.01~0.05范围内;在有外来干扰地段,二者比值有相当一部分小于0.01或大于0.05。我们规定比值在0.01~0.05范围内为正常比值,大于0.05或小于0.01为非正常比值。以此为依据进行统计可以看出,在不同景观条件下,吸附态汞和全汞的正常比值、非正常比值具不同分布规律(见表)。

1.矿异常地段:当地表为残坡积层、粘土等,基本无干扰因素时,属正常比值的样品占该地段所取样品数的83~96%;当有少量干扰因素时,属正常比值的样品占该地段所取样品数的70~76%。

2.干扰异常地段:正常比值和非正常比值的样品数各占该地段所取样品数的50%左右。

3.背景场地段:当表土基本无干扰因素时,属正常比值的样品件数占该地段所取样品件数的90%左右,与矿异常地段基本一致。

以上情况说明:土壤中吸附态汞量与全汞量的比值,在不同景观条件下分布是有规律的,这就为区别矿异常和干扰异常提供了可能。但是,这只是一种初步探索,在实际工作中必须结合地质成矿条件、物化探综合方法成果及汞异常本身的强度和规模进行全面分析,方能得出符合实际

的客观认识。

结 语

1.用热释法测定土壤中吸附态汞和全汞作为找矿信息,地质效果是理想的。为厚层覆盖地区寻找隐伏矿床提供了有益的手段。

2.凡硫化物矿床上方的土壤中,吸附态汞和全汞异常均较清晰,且二者异常形态吻合。异常受干扰因素小,能较准确的圈定出下伏矿体位置。

3.土壤中汞的区域场平稳。无论是吸附态汞或全汞,其背景值均在很小的范围内变化。如吸附态汞的背景值,一般是0.5~1ppb;全汞的背景值,一般是25~50ppb。因而,汞异常易发现。

4.影响壤中汞异常的主要因素是矿石类型、矿床规模、矿体埋深、土壤性质等。

5.土壤中的吸附态汞量和全汞量,保持着一定的比值分配关系。而且在不同的地球化学景观条件下,其比值是按一定规律分布的。

6.通过对土壤中吸附态汞量和全汞量的热释测定及其比值的计算,与分布规律的统计,来达到区分矿异常与干扰异常,是一个很有希望的途径。

本文承金浚工程师给予帮助。试验中的测试工作,由八一四队第一分队测汞组陈学骏等同志完成,顺致谢意。

(上接第43页)

ции обозначений оптических констант непрозрачных минералов при публикации данных измерений. Зап. Всес. Минер. общ., 111, вып. 1, 128~130

[27] Шумская Н. И. и др., 1982, Связцово-висмутовые сульфидотеллуриды в золото-мышьяково-сурьмяном месторождении. Зап. Всес. Минер. общ., 111, вып. 1, 74~77

[28] Добровольская М. Г. и др., 1981, Мурунскит $K_2S_2FeS_4$ новый сульфид калия, меди и железа. Зап. Всес. Минер. общ., 110, вып. 4, 468~473

[29] Кантор М. З., 1981, К оценке скарново-магнетитовых месторождений по минералогическим критериям. в кн. «Минералогические критерии оценки рудоносности» 127~139, Л. «Наука»

[30] Никулин Н. Н., 1981, Микроэлементы в касситеритах — индикаторы, в кн. «Минералогические критерии оценки рудоносности» 110~118, Л. «Наука»

[31] Шнай Г. К., 1981, Минеральные критерии золотоносности щелочных пород, в кн. «Минералогические критерии оценки рудоносности» 157~166, Л. «Наука»

[32] Юшко С. А., Фекличев В. Г., 1980, О методике автоматической диагностики рудных минералов ЗВМ. Изв. высш. учеб. завед. Геология и Разведка, 1982, №11, 44~52