文章编号 10258-7106(2008)02-0230-13

云南大平掌铜多金属矿床成矿作用。

杨岳清¹ 杨建民¹ 徐德才² 杨建华²

(1中国地质科学院矿产资源研究所,北京 10037;2云南省地质矿产勘查开发局,云南昆明 650001)

摘 要 云南大平掌矿床位于澜沧江火山岩带的中南段,左侧是澜沧江和酒房深大断裂。矿区内发育一套形成于岛弧环境的上石炭统细碧-石英角斑岩系,矿体产于流纹质火山岩中,产状与火山岩一致。矿体分2类,上部为块状矿体,下部为细脉-浸染状矿体。矿床内热液蚀变发育,特别是浸染状矿体中更强,并从矿体中心向外侧形成分带。具工业意义的Cu、Pb、Zn等元素以硫化物形式产出。S、Pb、Sr、Nd等同位素成分表明,成矿物质来源于地幔-下地壳。尽管矿体受后期构造破坏强烈,但综合研究表明,该矿床仍具有世界上绝大多数火山成因块状硫化物矿床的共同性。它与区内类似矿床的差异性,为在该区寻找火山成因块状硫化物矿床开辟了新方向。

关键词 地质学 成矿作用 流化物 铜多金属矿床 次山岩 热液蚀变 大平掌 云南 中图分类号:P618.65 文献标识码 A

Mineralization of Dapingzhang massive sulfide copper-polymetallic deposit in Yunnan

YANG YueQing¹, YANG JianMin¹, XU DeCai² and YANG JianHua²

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Kunming 650001, Yunnan, China)

Abstract

The Dapingzhang ore deposit in Yunnan Province is located in the central southern part of the Lancangjiang volcanic zone. On its left side are Lancangjiang and Jiufang large and deep faults. In the ore district, a suite of Upper Carboniferous spilite-keratophyre sequence formed in an island arc environment. Ore bodies whose attitude is similar to that of the volcanic sequence occur in rhyolitic volcanic rocks. These ore bodies may be divided into two types, i.e. massive ore in the upper part and veinlet-disseminated ore in the lower part. Hydrothermal alteration was widely developed in the ore district, especially in places of disseminated ores, forming an alteration zone from the center outwards. Elements such as Cu, Pb and Zn occur as economic sulfide minerals. A study of S, Pb, Sr, Nd isotopic composition has revealed that ore-forming materials of the ore deposit were derived from the mantle and the lower crust. Although the ore bodies were subjected to intense destruction from late tectonic activity, the ore deposit still has the general character of most volcanic massive sulfide deposits in the world. The difference between this ore deposit and other similar deposits contributes to searching for new volcanogenic massive sulfide ore deposits in this region.

Key words: geology, mineralization, sulfide, copper-polymetallic deposit, volcanic rock, hydrothermal alteration, Dapingzhang, Yunnan Province

收稿日期 2007-12-20;改回日期 2008-03-05。许德焕编辑。

^{*} 本文得到中国地质调查局项目和国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412600)的资助 第一作者简介 杨岳清 男,1941年生,研究员,从事矿床地质-地球化学研究。

大平掌矿床是近年由云南省地质矿产勘查开发 局原第五地质队发现 其后 经普查勘探及笔者等对 其成矿地质特征、成矿条件等方面的系统研究 确证 该矿床是一个较典型的、与火山作用有关的"黑矿 型 "块状硫化物铜多金属矿床 ,但是 ,它与区内已知 的同类矿床(叶庆同,1991;杨开辉等,1992;侯增谦 等,1995;2001;2003)又有许多差异,在其被发现的 初期,诸多研究者曾对其提出过多种成因观点。经 笔者等的研究,认为该矿床完全可与区内其他火山 成因块状硫化物矿床对比。大平掌矿床的发现对在 西南三江地区扩大块状硫化物多金属矿床的寻找开 拓了新的方向。近年来,一些研究者对该矿床做了 一些报道(钟宏等,1999,2000,2004),但多侧重于同 位素和岩石的地球化学方面,而较全面介绍该矿床 地质特征的论文却几乎未见。笔者作为最早对该矿 床进行全面、系统研究的人员之一,有必要将其研究 成果介绍给大家 以供参考。

1 区域地质环境

大平掌矿床位于云南澜沧江火山岩带的中南段 (林敏基,1983;云南省地质矿产局,1990;范承钧等, 1993;莫宣学等,1993)。该区是一个地壳强烈活动 的复杂地区,其中最显著的地质遗迹是断裂构造和 广泛发育的火山岩。

断裂构造中规模较大的乃属澜沧江和酒房 2 大 断裂。在该区内分布的澜沧江断裂仅是整个澜沧江 断裂的中南段,基本沿着澜沧江发育,由宽数百米的 糜棱岩带和破碎带组成。该断裂对其两侧地区的地 质作用具有明显的控制(杨岳清等,2006)。酒房断 裂位于澜沧江断裂之东约 30 km 处,两者基本平行 延伸。该断裂具有明显的压扭性特征,对其两侧沉 积建造的控制也十分明显,例如,在其西侧,二叠系 厚达4000 m,而其东侧则很不发育。酒房断裂在海 西晚期—印支期活动强烈,对大平掌矿区内火山岩 的发育及矿床的形成有直接关系。据岩浆活动特征 判断,该断裂是一深大断裂。

该区域内的火山岩浆活动具有悠久的历史,但 主要发育于晋宁、海西和印支3个地质时期(莫宣学 等,1993 杨岳清等,2006)。晋宁期火山岩浆活动基 本局限于澜沧江断裂西侧的澜沧群中。海西期火山 岩产于石炭系及二叠系中,石炭纪火山岩虽分布不 广,但与大平掌矿床的关系十分密切,二叠纪火山岩 分布较零星,主要与三叠纪火山岩相伴产出。印支 期火山岩在区内分布非常广泛(朱勤文 1993;莫宣 学等,1993),从北到南,纵贯全区,总厚度超过 8000m。海西期、印支期火山岩形成于洋壳与陆壳 碰撞的岛弧环境(杨开辉等,1993,朱勤文,1998)。

在澜沧江中南段火山岩带内,多金属矿产丰富,除大平掌矿床外,在北部,有官房、文玉、民乐等火山岩型铜矿床,在南部的景洪三达山也有数处火山岩型块状硫化物铜矿床(杨岳清等,2006),故而是一个很有前景的成矿带。

2 矿区地质特征

大平掌矿床的西侧紧靠酒房大断裂,东侧是开 阔的兰坪-思茅盆地。由于断裂构造的强烈和多次 活动,该矿区内地层的正常沉积关系及完整性遭到 严重破坏,不同时期的地层多呈断裂接触关系(图 1)。

2.1 地层

该矿区内的地层可分成 2 大套,即由海相火山 岩组成的石炭系,以及不整合覆盖其上的由海陆相-陆相沉积岩组成的三叠系和侏罗系。矿体仅产在石 炭纪火山岩中。

据1:5 万区域地质调查资料,该矿区的石炭系 被划归为上石炭统,名为龙洞河组。该组总体呈 NNW 向展布的椭圆形,南北长约 18 000 m,东西最 宽处有 6 000 m ,东西两侧为 NNW 向断裂所夹持 , 其外侧为三叠系和侏罗系 南、北部被三叠系不整合 覆盖(图1)。 对矿区内石炭系数条剖面的观察、研究 表明 不论在横向上还是垂向上 其岩性和厚度均有 较大变化 从南到北 火山岩系总体趋于变薄。在岩 性组合上 南部的下段以发育基性喷出岩为特征 ,中 部的下段较发育酸性喷出岩 ,而北部下段的岩性组 合较复杂 并且出现较多硅质岩、凝灰岩等火山碎屑 岩。在龙洞河组上段 南部的火山喷溢作用较强 向 北有减弱趋势,北部基本仅发育火山碎屑沉积岩。 从西向东,从熔岩发育向火山碎屑岩发育过渡。种 种迹象表明,石炭纪火山喷发是以西侧的酒房断裂 为通道、以裂隙式从西向东进行的。

2.2 火山岩

2.2.1 火山岩类型

大平掌矿区内的上石炭统火山岩总体上可分为 熔岩和碎屑岩 2 大类。



图 1 云南大平掌矿区地质图 (据 1:5 万区域地质调查图修编)

1—中侏罗统花开组上段;2—中侏罗统花开组下段;3—上三叠统
 第三段小定西组;4—中三叠统大水井组;5—中三叠统下坡头组;
 6—上石炭统龙洞河组;7—中生代花岗斑岩;8—实测地层界线;
 9—平行不整合界面;10—角度不整合界面;11—断裂;12—推测断裂;13—次生面理界线

Fig. 1 Geological map of Dapingzhang ore district, Yunnan Province (modified from 1:50 000 geological map)

1—Upper Member of Middle Jurassic Huakai Formation ; 2—Lower Member of Middle Jurassic Huakai Formation ; 3—Xiaodingxi Formation of Upper Triassic 3rd Member ; 4—Middle Triassic Dashuijing Formation ; 5—Middle Triassic Xiapotou Formation ; 6—Upper Carboniferous Longdonghe Formation ; 7—Mesozoic granitic porphyry ; 8—Geological boundary ; 9—Paraller unconformity ; 10—Angular unconformity ;11—Fault ; 12—Inferred fault ; 13—Secondary planar boundary

(1)熔岩类

根据化学成分可将其分成 3 类,即基性岩、中性 岩和酸性岩。

基性岩 基性熔岩基本上为细碧岩,分布广泛,

主要产在龙洞河组下部,与角斑岩、石英角斑岩共同 产出。岩石中杏仁和气孔构造发育,具较典型的细 碧结构,钠长石(Ab为96%~99.5%)含量可达45 %,呈细针状作定向排列。

此外,笔者在该矿区还首次发现了超基性熔岩 ——科马提岩,具有非常典型的鬣刺结构,其化学成 分也很特征。该类岩石产在矿区一破碎带中,初步 判断其为在古板块俯冲过程中,从深部被带到地壳 浅部。

中性熔岩 主要是角斑岩和英安岩。角斑岩分 布广泛 ,在横向上,几个剖面中都能见到,在垂向上, 主要分布在底部和顶部,与之共生的主要是石英角 斑岩。岩石的斑状结构明显,斑晶由钠长石(Ab为 94%~99%)和辉石组成。英安岩分布也很广泛, 主要分布在龙洞河组的中部,作为推覆体常出现在 矿体上部。

酸性熔岩 有石英角斑岩、流纹岩和石英斑岩。 石英角斑岩是该矿区分布最广的熔岩,相对集中在 龙洞河组的顶部和底部,斑状结构发育,石英斑晶的 熔蚀特征十分明显,有些还发育杏仁和气孔构造。 流纹岩主要分布在龙洞河组的中部,也普遍发育斑 状结构。石英斑岩分布较少,主要见于龙洞河组的 下部。

该矿区的这套细碧-角斑岩系与甘肃白银厂地 区的同类含矿岩系(蒋新明等,1989)十分相似,反映 出它们形成环境的类同性。

(2)碎屑岩类

主要有晶屑岩屑凝灰岩、火山碎屑熔岩、沉凝灰 岩、火山角砾岩、凝灰质硅质岩等。总体来看,这类 岩石主要分布在龙洞河组的中-上部。其中,火山碎 屑熔岩分布最广;严格意义上的晶屑岩屑凝灰岩分 布并不广泛,主要见于龙洞河组的顶部;火山角砾岩 在含矿层及矿层顶部的火山岩类中十分发育,角砾 的粒径相差悬殊,角砾成分最多的是石英角斑岩、流 纹岩、硅化石英岩和绿泥石岩;沉凝灰岩在该矿区分 布也较普遍,但单层都较薄,是火山活动即将消失阶 段的产物。

2.2.2 火山喷发旋回

总观龙洞河组火山岩的时空分布,可将其原始 火山喷发过程分成4个旋回:

第1旋回 以海底富钠质熔浆的大量喷溢作用 为主,最初以石英角斑岩质的熔浆喷溢开始,其后也 有成分和强度上的变化,但主体以酸性熔浆喷溢占 主导,最后以硅质岩的沉积告一段落。

第2旋回 基本上以流纹质熔浆的喷溢作用为 特征,但在火山喷溢间歇期间沉积了厚度不大的多 层凝灰质硅质岩、凝灰岩、凝灰质砂岩、火山碎屑凝 灰岩,甚至出现碳质页岩。总体看,其形成环境是在 靠近火山喷溢通道的外侧。

第3旋回 该旋回的火山活动经历了较长时间,而且,既有较强的喷溢活动,也有较大规模的爆发作用。早期以流纹质熔浆的喷溢为主,在一些部位也喷溢中基性岩浆。间歇期伴随爆发作用产生了火山角砾岩和凝灰岩。晚期,喷溢和爆发均趋于减弱,形成了一些远离火山通道的火山碎屑沉积岩。

第4旋回 此时,火山活动已接近尾声,该旋回 初期,产生中性熔浆喷溢,之后,转向以酸性熔浆为 主的喷溢,最后,转向以喷发为主的形式,形成一些 细火山碎屑沉积岩。

2.2.3 火山岩岩石化学特征

233

各类火山岩的主要氧化物对 SiO₂ 关系图解如 图 2 所示。科马提岩以 SiO2、TiO2、Na2O、K2O 含量 低, MgO、Fe, O3、FeO 含量高为特征;细碧岩以 Al₂O₃、Fe₂O₃、FeO、MgO 含量高为特征;角斑岩的 Na₂O含量明显高于同酸度的其他中性火山岩,而 CaO、K2O的含量相对较低;石英角斑岩的 FeO、 MgO 含量较高 ,K2O 偏低 ;流纹岩与国内外同类岩 石相比、SiO2 含量较高,而CaO、Na2O、K2O 含量偏 低。在 SiO2-(Na2O + K2O)图解(图 3)中,除少量角 斑岩及细碧岩属于偏碱性岩石外 ,绝大部分岩石均 属亚碱性岩石(Sugisaki ,1976)。由图 4 可见 ,该矿 区内的火山岩从基性→中性→酸性岩,都具有非常 相似的稀土元素分布模式 表明它们之间具有密切 的亲缘关系,是同一岩浆源从基性到酸性分异演化 的结果(Campbell et al.,1982)。在 TiO₂-MgO 图解(图 5) 中,各类火山岩样品的投点几乎都落在岛弧火山岩 区 ,钟宏等(2004)的工作也完全证实了这一点。

表 1 大平掌矿区上石炭统火山岩的化学成分(w_B/%)

Table 1 Chemical composition of Upper Carboniferous volcanic rocks in Dapingzhang ore distric($w_B/\%$)

| | | | | | VIV | | | | | | | | | | | |
|----|------------------------|------------------|------------------|-----------|-----------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|--------|----------|------------|--------|------|--------|
| 序号 | 岩石名称及样品号 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al_2O_3 | $\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K_2O | P_2O_5 | $\rm H_2O$ | CO_2 | 灼减 | 总量 |
| 1 | 科马提岩Ⅳ-8 | 45.52 | 0.68 | 13.67 | 3.54 | 8.21 | 0.14 | 18.04 | 0.29 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 8.34 | 0.28 | 1.84 | 100.89 |
| 2 | 细碧岩Ⅳ-5 🛛 🕖 | 52.87 | 0.95 | 17.36 | 3.55 | 6.30 | 0.11 | 6.97 | 0.99 | 4.95 | 0.05 | 0.05 | 4.62 | 0.83 | | 99.60 |
| 3 | 细碧岩 3201-2 | 49.65 | 0.71 | 18.17 | 1.44 | 10.24 | 0.18 | 8.12 | 0.38 | 3.53 | 0.95 | 0.05 | 5.98 | 0.09 | | 99.49 |
| 4 | 角斑岩 CK2-8 | 69.60 | 0.63 | 14.46 | 1.21 | 3.61 | 0.11 | 2.22 | 0.38 | 5.64 | 0.04 | 0.20 | 2.48 | 0.28 | | 100.86 |
| 5 | 角斑岩 CK2-9 | 55.86 | 0.38 | 15.27 | 2.86 | 5.66 | 0.17 | 3.81 | 4.47 | 7.28 | 0.28 | 0.08 | 3.07 | 3.07 | | 99.19 |
| 6 | 英安斑岩Ⅳ-3 | 69.40 | 0.34 | 11.97 | 1.14 | 3.60 | 0.08 | 6.21 | 0.30 | 1.44 | 0.98 | 0.07 | 4.08 | 0.37 | | 99.98 |
| 7 | 英安斑岩Ⅳ-5 | 69.70 | 0.25 | 12.29 | 0.76 | 4.90 | 0.12 | 2.30 | 2.50 | 3.14 | 0.13 | 0.08 | 3.27 | 0.2 | | 99.64 |
| 8 | 石英角斑岩 E-40 | 80.67 | 0.07 | 10.96 | 0.42 | 0.74 | 0.04 | 0.51 | 0.24 | 4.97 | 0.36 | 0.01 | 0.92 | 0.28 | | 100.19 |
| 9 | 石英角斑岩 E-48 | 77.39 | 0.15 | 11.57 | 1.77 | 1.28 | 0.08 | 0.72 | 0.30 | 5.55 | 0.05 | 0.02 | 1.12 | 0.37 | | 100.39 |
| 10 | 石英角斑岩 B-38 | 80.30 | 0.14 | 10.29 | 0.68 | 1.24 | 0.09 | 0.23 | 0.81 | 4.78 | 0.30 | 0.03 | 0.64 | 0.56 | | 100.09 |
| 11 | 石英角斑岩 D-3 | 70.29 | . 34 | 14.37 | 1.80 | 2.42 | 0.11 | 1.90 | 0.61 | 5.15 | 1.46 | 0.09 | 1.66 | 0.37 | | 100.57 |
| 12 | 石英角斑岩 D-7 | 77.74 | 0.09 | 11.42 | 1.03 | 0.81 | 0.07 | 0.53 | 1.00 | 5.19 | 0.37 | 0.02 | 1.04 | 1.48 | | 100.79 |
| 13 | 石英角斑岩Ⅳ-2 | 74.36 | 0.36 | 13.24 | 1.82 | 1.58 | 0.09 | 0.99 | 0.27 | 4.45 | 0.75 | 0.07 | 2.12 | 0.37 | | 100.47 |
| 14 | 石英角斑岩 103-6 | 74.04 | 0.34 | 12.19 | 0.40 | 2.93 | 0.17 | 2.49 | 0.38 | 4.36 | 0.56 | 0.07 | 1.96 | 0.09 | | 99.98 |
| 15 | 石英角斑岩 2502-12 | 73.46 | 0.43 | 12.16 | 0.64 | 3.47 | 0.11 | 2.18 | 0.52 | 4.52 | 0.43 | 0.11 | 1.68 | 0.32 | | 100.03 |
| 16 | 英安流纹岩 101-4 | 71.85 | 0.34 | 12.92 | 0.56 | 2.82 | 0.11 | 2.88 | 0.78 | 2.81 | 1.69 | 0.07 | 2.60 | 0.45 | | 99.98 |
| 17 | 流纹岩 D-10 | 73.95 | 0.14 | 9.34 | 1.50 | 4.58 | 0.22 | 4.88 | 0.15 | 0.28 | 0.96 | 0.02 | 3.88 | 0.37 | | 100.27 |
| 18 | 流纹岩 3201-3 | 74.78 | 0.37 | 12.01 | 0.42 | 3.39 | 0.10 | 2.21 | 0.41 | 2.96 | 1.23 | 0.08 | 2.22 | 0.18 | | 100.36 |
| 19 | 石英斑岩 B-18 | 75.79 | 0.32 | 11.50 | 0.68 | 2.42 | 0.10 | 3.24 | 0.15 | 0.20 | 2.47 | 0.06 | 3.14 | 0.19 | | 100.26 |
| 20 | 角斑岩质晶屑岩屑 凝灰岩 3201-6 | 59.45 | 0.60 | 15.30 | 1.03 | 6.78 | 0.18 | 6.47 | 0.72 | 3.66 | 0.40 | 0.11 | 4.56 | 0.36 | | 99.62 |
| 21 | 安山质晶屑岩屑凝 灰岩 3201-8 | 57.95 | 0.74 | 17.31 | 0.81 | 7.53 | 0.19 | 5.88 | 0.45 | 1.60 | 2.14 | 0.17 | 4.56 | 0.27 | | 99.60 |
| 22 | 安山质晶屑岩屑凝 灰岩 V-12 | 63.45 | 0.55 | 15.30 | 2.21 | 6.38 | 0.10 | 4.01 | 0.21 | 0.55 | 1.66 | 0.04 | 5.16 | 0.28 | | 99.90 |

测试仪器:3080型X射线荧光光谱仪;测试单位:国家地质实验测试中心。









Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of Carboniferous volcanic rocks from Dapingzhang deposit

2.3 侵入岩 大平掌矿区内侵入岩的主体为中酸性岩类,呈



大面积分布于矿区的南部,而典型脉岩较少,主要为 少量石英脉。这些侵入岩明显穿切火山岩地层,对 矿层也有一定的改造,表明它们是在石炭系成岩成 矿之后侵入的。

2.4 矿区构造

该矿区内的构造甚为复杂,总体为一不完整的 复背斜构造,尤以断裂构造发育为特征。最发育的 断裂为 NW 向的压性断层,西侧的 NW 向断裂为区 域性酒房大断裂的一部分,东侧的 NW 向断裂称李 子菁断裂,两者控制了石炭纪地层,同时也破坏了侏 罗系的完整性。另外,还发育有近 EW 向和 NS 向的 断裂,它们多是成矿后的产物,对矿区地层的展布和 矿体原始状态均有强烈破坏。

3 矿床地质特征

3.1 矿体形态、产状及与容矿岩石的关系

在该矿床范围内,矿体露头极少,加之后期构造 对矿体的破坏,故在地表很难进行矿体的追索和圈 定,钻探是控制和圈定矿体的最主要手段。经大量 钻探资料反复对比,目前已圈出6个矿体,其中,块 状矿体1个,浸染状矿体5个。矿体形态为层状、似 层状,产状与围岩一致,总体向 NE 倾斜,矿体出露 标高为 980~1 250 m ,埋深 0~260 m ,厚大矿体多 集中在标高 1 160 m 以上。

矿体基本局限于第 2 火山活动旋回产物——以 流纹岩为主体的火山岩系的中-上部位。矿体的顶 板为凝灰质硅质岩-硅质岩,块状矿体直接位于其 下,两者关系清楚,基本为整合接触,块状矿体之下, 从宏观特征看是浸染状矿体,其围岩主要是一套蚀 变强烈的角砾状流纹岩,向深部,随着矿化的减弱和 角砾的减少,逐步转变为矿化流纹岩和流纹岩。

矿化岩系有 3 大突出特点 :① 组成岩石类型复 杂 ② 原始沉积物中硫化物发育 (③ 构造复杂 ,角砾 状流纹岩中的角砾主要是构造-岩浆活动的产物。

作为矿体最主要的赋存部位——流纹质角砾岩 带,主要位于上石炭统龙洞河组第 2 火山喷发旋回 的上部,其顶部也常被凝灰质硅质岩或硅质岩覆盖。 另外,在含矿层中还有 2 种特殊类型的岩石:火山喷 气碳酸盐岩和重晶石岩,主要位于矿层上部。

块状矿体在地表数个采场虽都能见到,但其连

续性非常差,矿体之上由凝灰质硅质岩直接整合覆 盖。浸染状矿体是目前最主要的铜矿石来源,虽人 为划分出浸染状矿体,但它们之间并无明显界线,实 际上是在角砾状流纹岩带中构成了一个近似平行火 山岩层的大网脉矿化带(图6)。矿体之间夹层的蚀 变作用普遍较强,而且黄铁矿、黄铜矿等硫化物也不 同程度普遍存在,因而,矿体与夹石之间并不存在明 显的界线,矿体的确定主要依据由化学分析所获之 品位。浸染状矿体形成后,遭受到构造多次错动的 破坏,使之连续性也较差,但相对要好于块状矿体。 总之,矿体是火山岩系的一部分(Schmidt,1986)。 3.2 矿石类型及结构构造

在块状矿体中,硫化物占绝对优势,选矿综合资料表明,黄铁矿占43.57%,闪锌矿20.56%,黄铜矿 17.03%,方铅矿0.86%,也即硫化物占矿石组成的 82%;非金属矿物中,石英占8.09%,方解石 5.66%,绢云母1.94%,绿泥石0.5%,重晶石少量。 由于上述矿物在矿石中的分布极不均匀,因而,可将



图 6 大平掌矿床 10 号勘探线剖面图

1—第四系 2—英安岩 3—上石炭统龙洞河组蚀变流纹质角砾岩 4—上石炭统龙洞河组蚀变流纹岩类 5—矿体 6—钻孔 7—断层

Fig. 6 Geological section along No. 10 exploration line of Dapingzhang deposit

1—Quaternary; 2—Dacite; 3—Alteration rhyolitic breccia in Upper Carboniferous Longdonghe Formation; 4—Alteration rhyolitic rocks in Upper Carboniferous Longdonghe Formation; 5—Orebody; 6—Borehole; 7—Fault 块状矿石分为几种类型:

黄铁矿型块状矿石 黄铁矿占 60%,黄铜矿 10%~20%,其他硫化物为 10%~15%;脉石为 10%,以石英为主。

黄铜矿-方铅矿-闪锌矿型块状矿石 闪锌矿可达 50%,黄铜矿为 10%~35%,方铅矿一般不超过 10%,但有时也可达 25%,脉石矿物以碳酸盐为主。

黄铁矿-黄铜矿型块状矿石 黄铜矿的含量可达 50%,方铅矿和闪锌矿的含量一般不足 20%;脉 石矿物多为石英。

总体来看,以前2类块状矿石为主。矿石结构 主要为自形-半自形粒状结构、固溶体结构、包含结 构、交代残留结构等。矿石构造主要有致密块状构 造、碎块角砾状构造、条纹-条带状构造等。

浸染状矿石的矿石类型、矿物组成、结构构造要 比块状矿石复杂得多。总体看,其金属矿物中,黄铁 矿占26.84%,黄铜矿8.47%,闪锌矿0.94%,方铅 矿0.13%,辉铜矿0.03%,硫化物的氧化物0.15%。 脉石矿物中,石英22.21%,隐晶长英质21.85%,绢 云母10.45%,方解石2.22%,绿泥石、磷灰石 7.0%。根据黄铜矿赋存的特征差异,浸染状矿石可 分为如下类型:

石英脉型铜矿石 该类矿石是叠加在早期浸染 状矿石之上形成的,因此也是较富的铜矿石。该类 矿石的主体是晚期粗晶他形石英。

碳酸盐型铜矿石 方解石等碳酸盐矿物在矿石中 占 50%以上 黄铁矿、黄铜矿主要呈他形似细脉浸染、稠 密浸染或不规则集合体分布于碳酸盐矿物的粒间。

黄铁矿-绿泥石型铜矿石 由晚期含铜流体对 黄铁矿-绿泥石岩的叠加改造而成,黄铜矿的含量为 5%~15%,以不规则片状、脉状交代黄铁矿。

黄铁矿型铜矿石 该类矿石中,黄铁矿的含量 可达70%以上,粒间为隐晶硅质及少量绿泥石,黄铜 矿除以不规则形态交代黄铁矿和闪锌矿外,还常在 闪锌矿中呈乳滴状固溶体分布。

火山碎屑岩型铜矿石 是含铜热液叠加在火山

碎屑凝灰岩上形成的。

浸染状矿石中常见的结构有晶粒状结构、交代 残余结构、包含结构等。浸染状或细脉浸染状是最 发育的构造。

3.3 容矿岩石的围岩蚀变及与成矿作用的关系

热液蚀变是成矿作用的重要组成部分,甚至可以 说,没有热液蚀变就没有大平掌矿床的形成。这一点 与中国其他地区及世界上同类矿床是一致的(侯增谦 等,1996;Cagatay,1993)。该矿床的热液蚀变种类繁 多,有硅化、绿泥石化、黄铁矿等硫化物化,以及阳起 石化、绢云母化、重晶石化等,主要发育在浸染状矿体 中。前3种蚀变与矿化的关系尤为密切。

绿泥石化 是该矿区内最早发生的热液蚀变作 用,矿带和矿体中大量存在的绿泥石角砾、斑点等就 是绿泥石化的产物。但由于后期构造活动的影响, 矿区内较典型完整的绿泥石核还难以恢复起来。绿 泥石的形成具有多期性。

硅化 是矿床形成过程中最重要的热液活动, 主要发育在流纹岩和石英角斑岩中,在流纹岩中普 遍发育一些细晶石英集合体团,有时也沿裂隙形成 石英细脉,这在富矿地段较为普遍。硫化物主要发 育在硅化较强的部位,特别是在晚期石英细脉中,黄 铜矿明显较富集,是富矿石的重要组成部分。

绢云母化 主要是岩石中长石或酸性凝灰岩的 蚀变 ,特别是矿化带内流纹岩、英安岩、石英角斑岩 中的斑晶长石几乎全都发生绢云母化 ,强烈时 ,以不 规则的绢云母团形式出现。总体来看 ,绢云母化主 要伴随硅化发生。

黄铁矿化 在矿床中的产出具明显多期性,但 与铜、铅、锌矿化关系密切者主要是与硅化密切伴生 的黄铁矿化,是铜等矿化的先导。另外,黄铁矿也是 矿石中含量最多的硫化物,黄铜矿、闪锌矿、方铅矿 普遍交代黄铁矿,充分反映出黄铁矿在Cu、Zn、Pb 矿 化中的重要性。

3.4 成矿元素赋存特征

根据选矿试验对矿石的综合分析(表2),块状

表 2 大平掌矿床矿石的化学成分(wg/%)

Table 2 Chemecal composition of ores from Dapingzhang deposit $(w_B/\%)$

| 矿石类型 | Cu | Pb | Zn | Fe | S | SiO ₂ | CaO | MgO | Al_2O_3 | Au* | Ag^* |
|-------|------|------|------|-------|-------|------------------|------|------|-----------|------|-----------------|
| 块状矿石 | 6.10 | 1.09 | 18.1 | 19.02 | 30.58 | 7.69 | 5.85 | 1.42 | 0.58 | 2.66 | 171 |
| 浸染状矿石 | 1.93 | 0.20 | 0.38 | 8.58 | 15.70 | 55.44 | 0.49 | 1.58 | 3.22 | 1.44 | 34.3 |

注:根据昆明有色研究院完成的选矿实验报告。 * 表示含量单位为 10⁻⁶。

| 变量 | Cu | Pb | Zn | Au | Ag |
|----|---------|---------|--------|--------|--------|
| Cu | 1.0000 | | | | |
| Pb | -0.1703 | 1.0000 | | | |
| Zn | 0.4218 | -0.0597 | 1.0000 | | |
| Au | 0.2487 | -0.0205 | 0.6588 | 1.0000 | |
| Ag | 0.7252 | -0.1356 | 0.5781 | 0.5364 | 1.0000 |

和浸染状矿体中成矿元素的分布既有相似之处,也存在差异。作为主成矿元素的Cu在块状矿石中显著富集 Zn、Pb、S也都具有独立工业意义,Au、Ag的综合利用价值也很高。块状矿石中的CaO基本上为方解石所占有,MgO、Al₂O₃主要为绿泥石所占有, SiO₂除少量属于绿泥石外,主要形成了石英。浸染状矿体中,具工业意义的主要是铜,Pb、Zn、Au、Ag 主要作为伴生组分,脉石矿物除绿泥石和绢云母外, 主体为石英。无论是在块状矿体还是浸染状矿体中,黄铜矿几乎是Cu的唯一载体,这为选冶提供了 十分良好的条件。

矿石中 Cu 与其他矿化元素的关系可从它们之间的矩阵分析(表 3)中获得一些信息。Cu 与 Pb 呈明显的负相关关系,与 Ag 的关系相对最密切;Zn 与Au、Ag 的关系较密切。这与显微镜下观察及矿物的

化学分析结果是一致的。Cu、Pb、Zn、Au、Ag 在矿石 中基本都以各自的独立矿物存在,微细的银矿物主 要存在于闪锌矿中。闪锌矿和黄铜矿除以独立矿物 密切相伴产出外,黄铜矿常以乳滴状分布在闪锌矿 中。Zn 与 Au、Ag 的密切关系主要表现为自然金和 银矿物在闪锌矿中居多。Au 和 Ag 的正相关关系主 要体现为所有金矿物中普遍存在 Ag。

笔者侧重分析了大平掌矿床内最主要的3种硫 化物----黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿的微量元素成分 (表4)。Au在这3种矿物中均存在,但如同大多数 硫化物矿床那样,Au倾向于在黄铁矿中富集,在黄 铜矿和闪锌矿中的含量基本相近。Au 在这 3 种矿 物内主要以自然金形式包裹或赋存于微裂隙中。Ag 在黄铜矿和黄铁矿中的含量变化甚大 这是含量甚 微的银矿物分布不均的重要特征 ;相对来说 ,在闪锌 矿中 Ag 含量较为均匀。Ag 主要以银矿物形式存 在 少部分参与到金矿物中。Se、Te 是密切相伴的 元素 ,然而 随着地质、物理化学条件的变化 ,两者在 流体中的含量也发生变化,在早期,Te的含量相对 多于 Se,到晚期, Se 的含量相对多于 Te。Se、Te 在 这3种硫化物中的含量基本上反映了这一情况。Se 在黄铜矿和闪锌矿中以类质同象形式取代了 S。In 在黄铜矿中的含量较高,这与 In 和 Cu 的地球化学 性质相近有关。Cd和Ga主要集中在闪锌矿内,由

表 4 大平掌矿床矿石内硫化物的微量元素成分(w_B/10⁻⁶)

| Fable 4 | Trace element | compositions | of sulfides | in ores | from 1 | Dapingzhang | deposit(| $w_{\rm B}/$ | 10^{-6} |) |
|---------|---------------|--------------|-------------|---------|--------|-------------|----------|--------------|-----------|---|
|---------|---------------|--------------|-------------|---------|--------|-------------|----------|--------------|-----------|---|

| 样品号 | 矿物 | Au | Ag | Se | Те | In | Cd | Ge | Ga |
|--------|-----|------|------|------|------|----|------|----|----|
| CK2-1 | 黄铜矿 | 0.45 | 13 | 1200 | 41 | 14 | 9 | <1 | <1 |
| R-2 | 黄铜矿 | 0.62 | 72 | 870 | 499 | 10 | 14 | 6 | <1 |
| R-4 | 黄铜矿 | 4.2 | 506 | 1300 | 1500 | 14 | 6 | 5 | <1 |
| 1005-1 | 黄铜矿 | 0.05 | 10 | 167 | 38 | 8 | <1 | 6 | <1 |
| 1005-3 | 黄铜矿 | 2.2 | 10 | 89 | 11 | 56 | 6 | 3 | <1 |
| 5-6 | 黄铁矿 | 8.6 | 1400 | 108 | 1100 | 40 | 138 | 4 | 10 |
| 1005-2 | 黄铁矿 | 2.2 | 5 | 5 | 42 | <1 | 2 | 4 | 2 |
| 1005-4 | 黄铁矿 | 1.8 | 5 | 12 | 56 | <1 | 3 | 3 | 2 |
| 4-1 | 黄铁矿 | 7.2 | 15 | 29 | 6.3 | | | | |
| C-1 | 黄铁矿 | 2.2 | 4 | 84 | 29 | <1 | <1 | 4 | 1 |
| D-1 | 黄铁矿 | 3.0 | 96 | 90 | 21 | | | | |
| CK3-14 | 黄铁矿 | 4.0 | 54 | 13 | 4.5 | | | | |
| CK3-23 | 黄铁矿 | 16 | 67 | 16 | 2.4 | | | | |
| CK2-2 | 闪锌矿 | 2.7 | 2 | 87 | 12 | <1 | 1600 | 1 | 64 |
| 4-1 | 闪锌矿 | 1.0 | 20 | 354 | 75 | <1 | 820 | 1 | 16 |
| 4-8 | 闪锌矿 | 0.3 | 19 | 2200 | 112 | 2 | 3900 | 6 | 23 |
| 5-4 | 闪锌矿 | 3.9 | 94 | 24 | 5 | <1 | 1200 | 2 | 37 |

测试仪器:ICP-MS 等离子体质谱仪,所用标样为 GSR-3,分析误差小于 5%~10%;测试单位:国家地质实验测试中心。

于它们在闪锌矿中主要以类质同象形式取代 Zn,因 而也造成了闪锌矿中 Zn 的相对亏损。上述微量元 素可考虑在选矿过程中回收。

4 同位素地球化学

本次研究对矿石中的黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等 数十个硫化物矿物样品进行了硫同位素成分分析, 分析结果表明,不同矿物的 δ^{34} S值有一定差异:黄铁 矿的 δ^{34} S值为 – 1.7‰~2.4‰,离差 – 0.7‰,平均 – 0.08‰,黄铜矿的 δ^{34} S值为 – 0.9‰~1.8‰,离 差 – 0.9‰,平均 – 0.07‰;闪锌矿的 δ^{34} S值为 – 2.7‰~0.00‰,离差 – 2.7‰,平均 – 1.14‰。三 者的共同点是:负值多于正值;变化幅度较小;分布 频率总体接近0值。也就是说,与成矿元素 Cu、Pb、 Zn等成分共生的S主要来自地幔。这不仅在西南 三江火山成因块状硫化物矿床中少见,而且在中国 块状硫化物矿床中也实难得。

矿石中黄铁矿的铅同位素比值见表 5。²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴Pb 的均值为 18.4347,极差为 0.591;²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 的均值为 15.664,极差为 0.319;²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 的均值 为 38.2034 极差为 1.151。这表明矿石明显富含放 射性成因铅,这与其他研究者(Kase,1990;钟宏等, 2000 2004)对该区及相关地区火山岩所作的铅同位 素研究的结果相一致,也即大平掌矿床形成于岛弧 环境。关于铅的来源,笔者将分析结果在²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb图上投点表明,其来源较为广泛,主 体为造山带中的 Pb,说明岩浆从地幔及下地壳产生 后,在造山带与地壳 Pb 发生混染,这也与矿床中的 Pb 具有异常 Pb 的特点是一致的。

该矿区内火山岩的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)=0.7078 _{ENd}(t)

=2.7(钟宏等,2004),说明其成岩物质应主要来源 于弱亏损地幔,但在形成时明显受到地壳混染作用 或海水热液蚀变的影响。

5 成岩成矿时代讨论

对大平掌矿区内的火山岩及成矿时代 笔者曾用 多种同位素测年方法进行了测定 但所获结果的吻合 程度不理想。钟宏等(1999)应用 Sm-Nd 等时线法和 Rb-Sr 等时线法对该矿区内的细碧-角斑岩测定了年 龄 分别为(513±40)Ma和(511±8)Ma,故认为矿区 内火山岩的成岩时代应定为寒武纪 但这 2 组数值对 区域地质发展史难以解释。其后,他们又应用 K-Ar 法对细碧岩和角斑岩进行了年龄测定,得出的结果是 311~316 Ma。这里有多种因素的影响,除了不同测 年方法对不同样品的要求及适宜程度有一定差异外, 也与成岩后矿区和区域内多次构造-岩浆活动的强烈 影响有一定关系。之后,笔者对矿层中的3件石英角 斑岩样品和矿体上覆的2件英安岩样品(表6)测定了 一条 Rb-Sr 等时线 其相关系数 r = 0.998 Sr 同位素 初始值为 0.7083 年龄值为 306 Ma。该年龄值与云南 省区域地质调查队在龙洞河组发现的蜓类化石的鉴 定结果是一致的 因此 笔者初步认定该矿区内与成 矿有关的火山岩的成岩时代为晚石炭世。鉴于矿体 和石炭纪火山岩基本上作为一个整体产出 因此 成 矿时代也应是这个时期或稍晚。

6 矿床结构模型和形成过程

从现已有的资料来看 ,大平掌矿床具有与世界 上绝大多数火山成因块状硫化物矿床极其相似的结

表 5 大平掌矿床中黄铁矿的铅同位素测定结果

| Table 5 | Lead isotope composition | of pyrite in | Dapingzhang deposit | |
|---------|--------------------------|--------------|---------------------|--|
| | | | | |

| 样品号 | 产状 | $^{206}\mathrm{Pb}/^{204}\mathrm{Pb}$ | $^{207}\mathrm{Pb}/^{204}\mathrm{Pb}$ | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb | Φ | μ | w |
|--------|---------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------|-------|--------|
| 5-6 | 5 号采场块状矿体 | 18.403 | 15.626 | 38.231 | 1.178 | 0.586 | 9.506 | 37.245 |
| 4-2 | 4 号采场块状矿体 | 18.231 | 15.435 | 37.745 | 1.181 | 0.576 | 9.453 | 34.329 |
| 4-7 | 3 号采场块状矿体 | 18.195 | 15.408 | 37.599 | 1.181 | 0.575 | 9.103 | 33.664 |
| 1005-1 | 1005 孔上部浸染状矿体 | 18.592 | 15.600 | 38.500 | 1.192 | 0.571 | 9.439 | 37.042 |
| 1005-4 | 1005 孔下部浸染状矿体 | 18.461 | 15.577 | 38.276 | 1.850 | 0.577 | 9.407 | 36.627 |
| D-1 | 矿体上部角斑岩 | 18.485 | 15.641 | 38.512 | 1.181 | 0.583 | 9.529 | 38.106 |
| S-9 | 浸染状矿体 | 18.451 | 15.587 | 38.221 | 1.184 | 0.579 | 9.427 | 36.549 |
| S-10 | 浸染状矿体 | 18.786 | 15.727 | 38.750 | 1.193 | 0.573 | 9.667 | 38.226 |
| S-12 | 浸染状矿体 | 18.308 | 15.475 | 37.997 | 1.183 | 0.576 | 9.223 | 35.333 |

测试仪器:Finnigan Triton 固体同位素质谱计,测定误差小于0.05%;测试单位:核工业地质分析测试中心。

| Table 6 Rb-Sr isotopic dating results of quartz keratophyre and dacite from Dapingzhang ore district | | | | | | | | | | | |
|---|-------|---------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|------------------------------------|--|--|--|--|--|
| 样品号 | 样品名称 | 产 状 | $w_{\rm Rb}/10^{-6}$ | $w_{\rm Sr}/10^{-6}$ | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | | | | | |
| 3201-1 | 石英角斑岩 | Zk3201 孔 195m | 2.52 | 37.72 | 0.1932 | 0.70875 | | | | | |
| 3201-2 | 石英角斑岩 | Zk3201 孔 174m | 14.85 | 68.14 | 0.6307 | 0.71369 | | | | | |
| 3201-3 | 石英角斑岩 | Zk3201 孔 162m | 15.20 | 31.77 | 1.3851 | 0.71354 | | | | | |
| 603-4 | 英安岩 | Zk603 孔附近采场 | 39.67 | 6.42 | 18.0197 | 0.78689 | | | | | |
| 103-4 | 英安岩 | Zk103 孔, 87m | 18.47 | 62.19 | 0.8596 | 0.71068 | | | | | |

表 6 大平掌矿区石英角斑岩和英安岩的 Rb-Sr 同位素分析结果

测试仪器:Finnigan Triton 固体同位素质谱计;测试单位:核工业测试分析中心。



①—Tuffaceous silica rock; ②—Massive ore body; ③—Shattered netwok-dissemination ore body; ④—Chloritized siliceous braccia ore body; ⑤—Sericitized-siliceous alteration zone; ⑦—Sericitized carbonation alteration zone

构模型(Lydon,1988;宋叔和等,1994),即矿床具2 层结构,上部由块状硫化物透镜体组成,它与上覆由 火山岩构成的围岩的关系是截然的,但又是整合的, 重晶石断续发育在块状硫化物透镜体的外侧。其下 为发育于管状热液蚀变岩石中的网脉、细脉等脉状 硫化物矿化带,该矿化带与围岩呈渐变过渡关系(图 7)。

在细脉-网脉状矿化带及外侧围岩中,不仅热液 蚀变十分发育,而且构成较明显的分带。总体上看, 绿泥石化占据着似蚀变岩管的中心部位。绿泥石化 的形成以 Fe、Mg 的大量带入和 Ca、Na、Si 的带出为 特征,说明在绿泥石化过程中,原生长英质或铁镁质 火山岩中的长石组分发生了分解,K 在绿泥石化带 趋向于带出,并在周围的绢云母带中相对富集。另 外,强烈的硅化也是大平掌矿床的一个特点,这与日 本的黑矿有很大的相似性,由硅化产生的隐晶硅质 或石英是矿石中重要的非硫化物矿物,以各种形态 的脉体或集合体团产出。随着热液活动温度的降低 及早期蚀变矿物在岩管主体位置上的占据,晚期富 碳酸盐组分的热液向外围扩散,在绢云母带的外侧 形成范围较广的碳酸盐化带。

另外,在由细脉-网脉状矿化带组成的管状热液 蚀变岩石中,角砾状矿石的发育也是其一大特点。 对于角砾状矿石,一些研究者认为是火山岩筒中的 产物,但详细的地质观察和填图表明,该矿区内并不 存在火山喷发岩筒,而该类矿石的胶结物中大量存 在热液活动的产物表明,网脉带内的热液角砾岩管 是由多次蒸汽和水力破碎作用以及相伴的破碎裂隙 中热液矿物的沉淀作用和热液对碎屑的蚀变作用形 成的,扩容水力破碎作用所需要的体积膨胀可由角 砾岩管中碎屑的向上位移及其在海底的爆发来调 整。

241

总之,大平掌矿床的典型2层结构以及在由网 脉-细脉状硫化物矿化带组成的管状蚀变岩石中发 育的蚀变分带和角砾状矿石等特征,与世界上在洋 壳和陆壳碰撞岛弧环境中形成的黑矿型块状硫化物 矿床十分相似。该矿床的发现为在西南'三江'地区 类似的构造环境中寻找同类型矿床开阔了视野。

关于该类矿床的形成过程,自从 Hutchinson (1965)和 Anderson(1969)等人提出其成矿模式以 来 随着大量新资料的积累以及认识上的不断提高, 可以说目前对该类矿床形成过程的认识已基本上趋 于成熟(宋叔和等,1994)。在岛弧洋底部,流体的循 环作用使大量的金属从海底基性-中酸性火山岩系 中淋滤出来,并可能主要以金属卤化物形式向海底 搬运。Hutchinson(1973)曾较详细地阐述过含矿热 卤水上升到接近海底及喷射出来的情况。

对硫化物的堆积成矿作用,可以从现代海底丘 堤和烟囱堆积过程中得到启发。在最初的热液中, 硫化物的浓度是相当高的,随着富硫化物热液从烟 囱中不断排出,硫化物烟囱便不断增高,当达到一定 高度时,在力学上变得不稳定,便崩塌而形成烟囱岩 屑丘堤,并在此基础上再一次形成新的烟囱。该过 程重复进行,最后导致烟囱的堆积体完全盖住了原 始喷出口,使该处的喷流-喷气活动停止,从而形成 了上部的块状硫化物矿体。

在块状硫化物矿体的下部,由于热液流体通过 这些低渗透性烟囱壁的流量减少,再加上海水的大 量渗入和传导作用,导致烟囱下部的冷却加快,因 而,在此形成的细脉浸染状矿体的形成温度普遍要 低于上部的块状矿体。本次研究对块状矿体硫化物 测得的爆裂温度一般为300~350℃,细脉浸染状矿 石中石英的均一温度普遍为150~250℃,其盐度也 明显减低,而这一温度也正是在该矿区矿化带内发 现的管虫生物群非常适合发育的温度。

综上所述,大平掌矿床作为进源火山成因块状 硫化物矿床是较为典型的。

致 谢 笔者在该矿床工作过程中得到云南省 地质矿产勘查开发局原第五地质队领导及三分队全 体同志的大力支持,谨向他们表示衷心感谢。

References

Geol., 64:129~146.

- Cagatay M N. 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits : Examples from Turkey[J]. Econ. Geol. , 88:602~621.
- Campbell I H , Coad P , Franklin J M , et al. 1982. Rare earth element in volcanic rock associated with Cu-Zn massive sulfide mineralization : A preliminary report[J]. Can. J. Earth Sci. , 19:619 ~ 623.
- Fan C J and Zhang Y F. 1993. On the structural pattern of Western Yunnar[J]. Yunnan Geology , 12 :139 \sim 147 (in Chinese).
- Hou Z Q, Hou L W, Ye Q T, Liu F L and Tang G G. 1995. Tectono-magmatic evolution of Yidun island arc and volcanogenic massive sulfede deposits in Sanjiang region, S. W. Chind M J. Beijing : Seismological Press (in Chinese).
- Hou Z Q and Urabe T. 1996. Hydrothermal alteration of ore-bearing volcanic rocks and mass chemical change in the Gacun Kuroko-type deposit, Westetn Sichuar[J]. Mineral Deposits, 15(2):97~108 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Xu M J, Fu D M, Hua L C and Yu J J. 2001. The Cacun VHMS deposit in Sichuan province : From field observation to genetic mode[J]. Mineral Deposits , 20(1):44~56(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Y Q, Wang H P, Qu X M, Lu Q T, Huang D H, Wu X Z, Yu J J, Tang S H and Zhao J H. 2003. Collition-orogenic processes and mineralization systems of the Yidun ard M]. Beijing : Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract).
- Hutchinson R W. 1965. Genesis of massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits J]. Canadian Inst. Mining Metallurgy Trnns. , 681 : 286~300.
- Hutchinson R W. 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance J]. Econ. Geol. , 68(8):1214~1226.
- Jiang X M and Cong G X. 1989. Origin of the spilite-quartz keratophyre series, Baiyin district, Gansu province, China [J]. Journal of Changchun University of Earth Science, 19(2):157~164(in Chinese with English abstract).
- Kase K. 1990. Ore mineralogy and sulfur isotope study of the massive sulfede of Filon Norte, Tharsis Mine, Spain[J]. Mineralium Deposita, 25:289~296.
- Lin M J. 1983. The volcanic rock sequence and its geological age along the bank of Lancangjiang, West Yunnan A. Contribution to the Geology of the Qinghai-Tibet Plateau (13) C. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Lydon J W. 1988. Ore deposit models #14, volcanogenic massive sulfide deposits part 2 : Genetic models J J. Geosci. Can., 15:43~66.
- Mo X X , Lu F X , Shen S Y , Zhu Q W , Hou Z Q , Yang K H , Deng J F , Liu X P , He C X , Lin P Y , Zhang B M , Tai D Q , Chen M H , Hu H S , Ye S , Xue Y X , Tan J , Wei Q R and Fan L. 1993. Volcanism and mineralization in the Tethys of the Nujiang-Lang-cangjiang-Jinshajiang area [M]. Beijing : Geol. Pub. House (in Chinese).
- Song S H , Han F , Ge C H , Wu X Z and Shi D N. 1994. Knoledge

moder of volcanic-hosted copper-polymetallic sulfide deposits[M]. Beijing : Geol. Pub. House (in Chinese).

- Schmidt J M. 1986. Stratigraphic satting and mineralogy of the arctic volcanogenic massive sulfide prospest, Ambler district, Alaska J J. Econ. Geol., 81:1619~1643.
- Sugisaki R. 1976. Chemical characteristics of volcanic rocks : Relation to plate movemen [J]. Lithos, 9:17~30.
- Yang K H, Hou Z Q and Mo X X. 1992. Volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang Region, Southwest Chian: Geological features and main types J]. Mineral Deposits, 11(1):35~44 (in Chinese with English abstract).
- Yang K H and Mo X X. 1993. Late Palezoic rifting-related volcanic rocks and tectonic evolution in Southwestern Yunnan[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 12(4):297 ~ 311 (in Chinese with English abstract).
- Yang Y Q, Yang J M, Xu D C and Yang J H. 2006. Volcanic rock evolution and metallogenic features of copper-polymetallic deposits in southern Lancang River valley, Yunnan Province[J]. Mineral Deposits, 25(4):447~462 (in Chinese with English abstract).
- Ye Q T. 1991. Geological characteristics and genesis of the Gacun gold-bearing and silver-rich polymetallic doposit, Sichuan province J] Mineral Deposits, 10(2):107~118 (in Chinese with English abstract).
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1990. Regional geology of Yunnan Province M. Beijing : Geol. Pub. House (in Chinese).
- Zhong H, Hu R Z, Ye Z J and Tu G C. 1999. Isotope geochronology of Dapingzhang spilite-keratophyre fomation in Yunnan Province and its geological significance J I. Science in China (Series D), 43(2): 200~207 (in Chinese).
- Zhong H, Hu R Z and Ye Z J. 2000. Sulfur , lead , hydrogen and oxygen isotopic geochemistry of the Dapingzhang copper-polymetallic deposit , Yunnan Province[J]. Geochimica , 29(2): 136 ~ 142 (in Chinese with English abstract).
- Zhong H, Hu R Z, Zhou X H and Ye Z J. 2004. Geochemistry of the volcanic rocks in the Dapingzhang ore district, Simao, Yunnan Province and its tectonic significance J]. Acta Petrologica Sinica, 20(3):567~574 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Q W. 1993. Tectonic setting of Triassic volcanic rocks along Lancangjiang belt in Southwest Yunnar[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 12(2):134~143 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Q W , Zhang S Q and Tan J. 1998. Geochemical evidence of volcanic rocks for determining the South Lancangjiang suture zond J l. Acta Petrologica et Mineralogica , 17(4): 296 \sim 307 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 范承钧 张翼飞. 1993. 云南西部地质构造格局[J]. 云南地质,12: 139~147.
- 侯增谦,侯立纬,叶庆同,刘福禄,唐国光.1995 三江地区义敦岛弧构 造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床[M].北京:地震出版 社.
- 侯增谦, Urabe T. 1996. 川西呷村黑矿型矿床含矿火山岩系热液蚀 变及物理化学变化[J]. 矿床地质,15(2),97~108.
- 侯增谦 曲晓明 徐明基 付德名 华力臣 余金杰. 2001. 四川呷村 VHMS 矿床:从野外观察到成矿模型 J] 矿床地质 20(1):44~56.
- 侯增谦 杨岳清,王海平,曲晓明,吕庆田,黄典豪,吴宣志,余金杰,唐 绍华,赵金花. 2003. 三江义敦岛弧碰撞造山过程与成矿系统 [M].北京 地质出版社.
- 蒋新明,从桂新. 1989. 白银地区细碧-石英角斑岩系成因[J]. 长春 地质学院院报 2:157~164.
- 林敏基. 1983. 云南西部澜沧江沿岸火山岩系地层层序及地质时代 [A]. 青藏高原地质文集(13]C]. 北京. 地质出版社.
- 莫宣学,路风香,沈上越,朱勤文,侯增谦,杨开辉,邓晋福,刘祥品,何 昌祥,林培英,张保民,邰道乾,陈美华,胡郭生,叶 松,薛迎喜, 谭 动,魏启荣,范 例. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿 [M]. 北京,地质出版社.
- 宋叔和 ,韩 发 ,葛朝华 ,吴宝志 ,史大年. 1994. 火山岩型铜多金属 硫化物矿床知识模型 M]. 北京 地质出版社.
- 杨开辉,侯增谦,莫宣学.1992."三江"地区火山成因块状硫化物矿 床的基本特征与主要类型[J].矿床地质,11(1)35~44.
- 杨开辉,莫宣学. 1993. 滇西南晚古生代火山岩与裂谷作用及区域构造演化[J]. 岩石矿物学杂志,12(4)297~311.
- 杨岳清 杨建民 徐德才 杨建华. 2006. 云南澜沧江南段火山岩演化及 其铜多金属矿床的成矿特点 J]矿床地质, 25(4):447~462.
- 叶庆同. 1991. 四川呷村含金富银多金属矿床成矿地质特征和成因 [J]. 矿床地质,10(2):107~118.

云南省地质矿产局。1990. 云南省区域地质志 M] 北京 地质出版社。

- 钟 宏 胡瑞忠 叶造军 涂光炽. 1999. 云南大平掌细碧-角斑岩建造的 同位素年代学及其地质意义[J] 中国科学(D辑)29(5)407~412.
- 钟 宏,胡瑞忠,叶造军. 2000. 云南大平掌铜多金属矿床硫、铅、氢、
 氧同位素地球化学[J]. 地球化学 29(2):136~142.
- 钟 宏,胡瑞忠,周新华,叶造军,2004. 云南思茅大平掌矿区火山岩 的地球化学特征及构造意义[J]. 岩石学报 20(3):567~574.
- 朱勤文. 1993. 滇西南澜沧江带三叠纪火山岩大地构造环境 J]. 岩石矿物学杂志,12(2):134~143.
- 朱勤文,张双全,谭 劲. 1998. 确定南澜沧江缝合带的火山岩地球 化学证据[J].岩石矿物学杂志,17(4)296~307.