

文章编号:0258-7106(2006)04-0447-16

# 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\*

杨岳清<sup>1</sup>, 杨建民<sup>1</sup>, 徐德才<sup>2</sup>, 杨建华<sup>2</sup>

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 云南省地质矿产勘查开发局, 云南 昆明 650001)

**摘要** 澜沧江南段火山岩十分发育, 它们基本沿澜沧江河谷两岸分布。火山岩带形成于漫长的地质历史时期, 主要有元古代、石炭纪、二叠纪和三叠纪火山岩。它们的主体形成于洋壳向大陆俯冲消减而产生的岛弧环境中。伴随火山岩岩浆喷溢, 也从深部带来了大量有用元素, 在火山岩中形成了众多矿床(点), 其中以大平掌、三达山、民乐、文玉—官房等4类铜多金属矿床最有代表性, 它们分别形成于不同构造环境的火山活动中, 从早到晚, 总体是从岛弧中心向大陆边缘, 甚至向板内裂谷转移。环境不同, 因而成矿作用各有其特点, 这在西南三江构造-岩浆带中是十分少见的, 对该带的深入研究有助于扩大区域找矿远景。

**关键词** 地质学; 火山岩; 岛弧; 铜多金属; 成矿作用; 澜沧江

中图分类号: P618.41 文献标识码: A

## Volcanic rock evolution and metallogenic features of copper-poly metallic deposits in southern Lancang River valley, Yunnan Province

YANG Yue Qing<sup>1</sup>, YANG Jian Min<sup>1</sup>, XU De Cai<sup>2</sup> and YANG Jian Hua<sup>2</sup>

(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

Volcanic rocks are extremely developed on both sides of the southern Lancang River valley. Formed in very long geological history, they mainly include Proterozoic, Carboniferous, Permian and Triassic volcanic rocks. Together with volcanic-magmatic effusion, a large number of useful elements were brought upward from the depth. Many deposits (ore spots) were formed in volcanic rocks of different geological periods. Dapingzhang, Sandashan, Minle and Wenyu-Guanfang are typical copper-poly metallic deposits, which were formed during volcanic activities of different structural environments. From Proterozoic to Triassic, volcanic activities and mineralizations shifted from the center of the arc to the fringe of the continent. Mineralization features of these deposits were formed in volcanic activities of different environments and are hence different from each other. It is pointed out that there might exist a great vent facies in this region.

**Key words:** geology, volcanic rock, arc, copper poly metal, mineralization, Lancang River

澜沧江南段是一个多时代的火山岩带(云南省地质矿产局, 1990; 刘增乾等, 1993; 莫宣学等, 1993) (图1), 火山岩基本沿着澜沧江呈近南北向分布, 而火山岩的发育又和区域同方向的深大断裂在地质

\* 本文得到地质矿产部定向研究项目“云南澜沧江南段火山岩带富铜块状硫化物矿床成矿地质背景成矿条件及成矿预测”和 973 项目(2002CB412600)的联合资助

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。

收稿日期 2006-04-10; 改回日期 2006-06-27。李岩编辑。

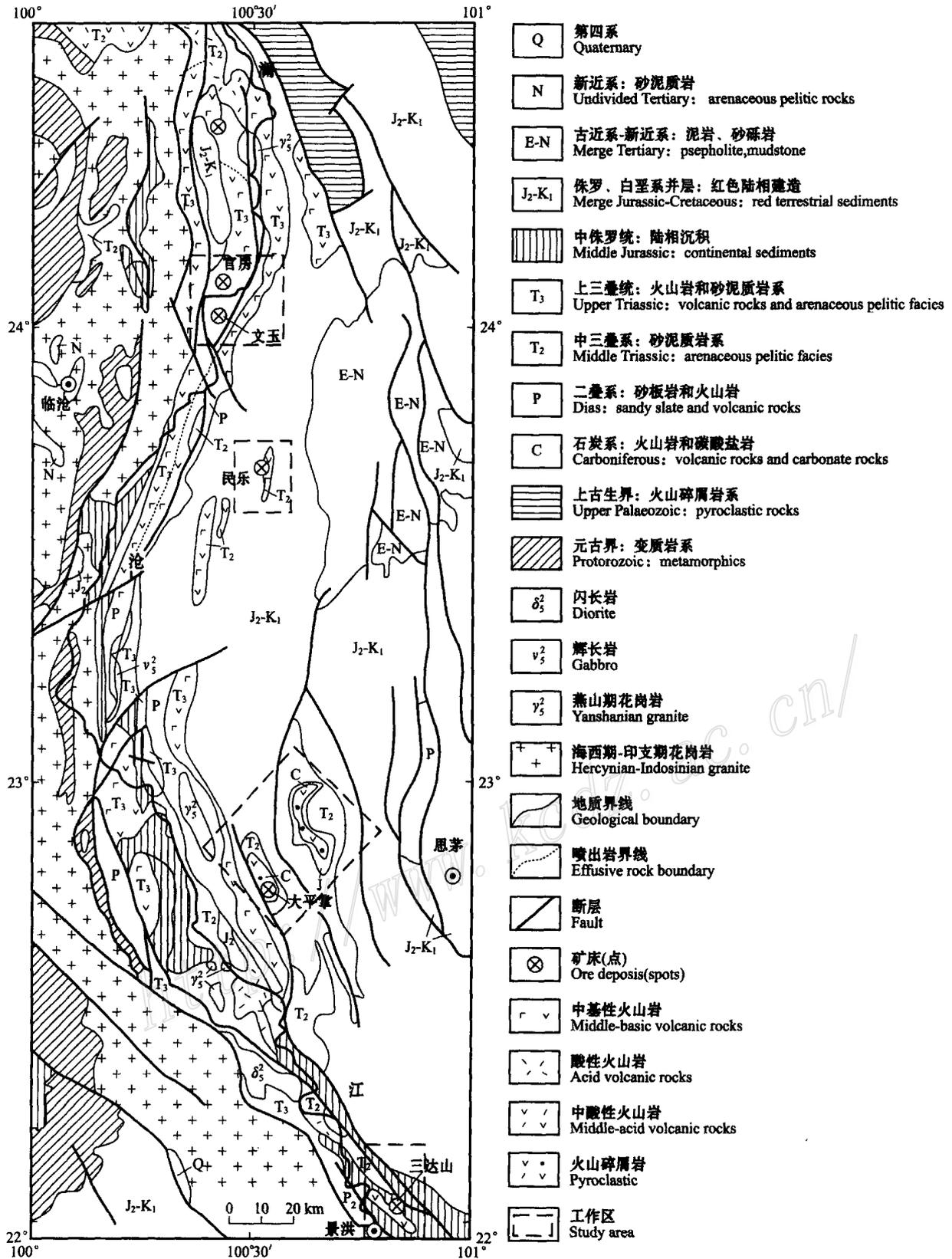


图1 澜沧江火山岩带南段区域地质略图(据1:20万地质图修改)

Fig. 1 Regional geological sketch map of the southern Lancang River valley (modified from 1:200 000 Geological Map)

历史时期中长期、多阶段的活动有密切关系。伴随火山岩浆的喷溢和喷发,也从深部带来了大量金属,构成了今天能为人们所利用的矿产。其中较典型的是铜多金属矿床。然而,前人对火山岩随时间,在成岩构造环境等方面的演化及其对成矿影响等问题的系统探讨却甚少。本文拟对这两方面问题做一讨论。

## 1 火山岩产出的大地构造环境

澜沧江南段是一个复杂的构造-岩浆带。

在构造行迹中,以断裂构造最发育,其中规模最大的是澜沧江和酒房 2 个断裂带。

区内的澜沧江断裂仅是它的南段,断裂总体呈南北向,由一宽数百米的糜棱岩带和破碎带组成,该断裂对两侧地质作用具有显著影响。断裂西侧主体为临沧大花岗岩基和元古界中-深变质岩系,断裂东侧则主要是古生代和中生代沉积岩系和火成岩,其变质程度也明显低于西侧。在形变特征方面,断裂带以东地层中的褶皱,断裂一般表现清楚,构造形变多显示为中-上部构造层的特点。而西部出露甚广的老地层中,则普遍发育韧性剪切和塑性流变,可清楚地表明它们原先是属于下部构造层次的。

酒房断裂位于澜沧江断裂带之东约 30 km,两者基本平行延伸,断裂具有明显的压扭性特征,沿断裂带形成一数十米的挤压破碎带。该断裂对其两侧沉积建造的控制也十分明显,断裂西侧中-上三叠统为一套海陆交互相-陆相的磨拉石-火山岩建造,而断裂东侧的中-上三叠统则为一套发育基性-中性-酸性火山岩的浅海相碎屑岩和碳酸盐岩。该断裂在海西晚期-印支期有较强烈的活动。

侵入岩主要发育于澜沧江断裂西侧,形成了巨大的临沧复式花岗岩基,此外,众多小岩体沿澜沧江分布。火山岩沿澜沧江分布极其广泛,其形成历史漫长,总体可分为元古代、晚古生代和中生代 3 个时期。不同时期火山岩的岩石类型、成岩环境有较大差别,这和地质历史上火山活动环境的变迁有较大的关系。

## 2 不同时期火山岩的特征及演化

### 2.1 元古代火山岩

元古代火山岩仅见于澜沧江断裂西侧的中元古界大勐龙群与澜沧群中。大勐龙群中发现的火山岩有玄武岩、玄武安山岩、橄榄粗安岩、流纹岩等。它们均经受了较强的变质作用,例如,确定为基性熔岩的火山岩已变质成角闪岩类,中基性凝灰岩已变质为变粒岩或片麻岩,中酸性凝灰岩已变质为浅粒岩。在基性熔岩中常能发现残余气孔构造。澜沧群中的火山岩变质程度相对较低,原岩主要是基性熔岩和凝灰岩。

据岩石化学分析及多种图解判断<sup>①</sup>,大勐龙群中的火山岩多属于钙碱性系列,澜沧群中的火山岩多属偏碱性的拉斑玄武岩系列。

由于元古代火山岩的变质程度普遍达绿片岩相-闪岩相,加之构造破坏,对它们产出的大地构造环境判断主要依据岩石地球化学特征。根据  $MgO-TFeO-Al_2O_3$  等图解的分析,澜沧群中玄武岩样品的投点基本落在洋岛区,大勐龙群玄武岩有些落在洋脊和洋底区,有些落在造山带区,这表明澜沧群和大勐龙群火山岩形成的构造环境有一定的差异,但两者的共同点表明,元古代时洋盆已经存在,其火山活动产物属优地槽火山岩建造。

### 2.2 晚古生代火山岩

可分成石炭纪和二叠纪 2 个时期。

石炭纪火山岩是三江地区晚古生代火山活动的主幕(杨开辉等,1993;莫宣学等,1993),但在澜沧江火山岩带中分布不多,且对它的时代还存在不同认识(林敏基,1983;熊家镛,1983;钟宏等,1999)。笔者初步认同云南省区调队在矿区进行 1:5 万区调时的意见<sup>②</sup>,定为上石炭统,未见中石炭统。上石炭统火山岩主要出露于酒房断裂以东的大凹子和龙洞河一带,主要是一套细碧-角斑岩系,以石英角斑岩为主,岩系总厚度为 1 204 m。另外,在景洪县也有少量分布,但主要是远火山口的凝灰岩类。

对大凹子火山岩区数条地质剖面的详细观察表

① 地质矿产部矿床地质研究所,云南省地质勘查局第五大队,2000. 云南澜沧江南段火山岩带富铜块状硫化物矿床成矿地质背景成矿条件及成矿预测. 科研报告.

② 云南省地质矿产勘查开发局,1999. 中华人民共和国区域地质调查报告·大平掌幅,1:5 万. 内部资料.

明,上石炭统火山岩不论是在横向上还是在垂向上均有较大变化。从南到北,火山岩系总体表现为变薄的趋势。从岩性组合看,该统南部下段以基性喷出岩发育为特征,中部下段明显发育酸性喷出岩。北部下段岩性组合复杂,出现较多硅质岩、凝灰岩。该统上段,南部火山熔浆的喷溢总体较强,向北明显有减弱的趋势,北部仅发育火山碎屑沉积岩。从西向东,火山岩系则以熔岩发育向火山碎屑岩发育过渡。

上石炭统中的火山岩类型总体可分成熔岩和碎屑岩2大类。熔岩类包括细碧岩、角斑岩、石英角斑岩、流纹岩等。其中分布最广的是石英角斑岩、角斑岩及细碧岩,它们大多分布在上石炭统的底部和顶部。火山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、凝灰硅质岩等,它们主要分布在上石炭统中-上部,其中分布最多的是火山碎屑熔岩,晶屑岩屑凝灰岩在区内分布并不广泛,主要见于上石炭统顶部,火山角砾岩在大平掌矿区十分发育,它们多属于角砾熔岩。沉凝灰岩分布也较广泛,但单层都较薄,是火山活动即将消失阶段的产物。

综观上石炭统火山岩的时空分布,可将原始火山喷发过程分成4个旋回:

第一旋回:以海底富钠质的熔浆大量喷溢作用为主,但以酸性熔浆喷溢为主,最后为硅质岩。

第二旋回:基本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多层凝灰硅质岩、凝灰岩、凝灰质砂岩、火山碎屑凝灰岩,甚至出现炭质页岩,凝灰岩通常距火山口较远。

第三旋回:该旋回的火山活动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。

第四旋回:火山活动已接进尾声,在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,形成一些细火山碎屑沉积岩。

根据对以上各类岩石的化学分析(表1),上石炭统火山岩除少量细碧岩与角斑岩属偏碱性岩外,其他均属亚碱性岩石(Le Bas et al., 1986)(图2)。从图3可看出,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,这表明它们

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(Cambell et al., 1982;钟宏等, 2004)。

澜沧江南段的石炭纪火山岩,其岩性组合与临沧花岗岩基西侧昌宁—孟连一带广泛分布的石炭纪火山岩(莫宣学,1993)有很大差异。目前在澜沧江南段石炭纪火山岩分布区,既未见蛇绿混杂岩,也未见到洋脊-准洋脊性质的玄武岩,而广泛发育的细碧-石英角斑岩系与陆源海相沉积岩、硅质岩密切共生,前述的4个喷发旋回火山岩具有较典型的岛弧火山岩特征,对区域构造-岩浆带研究表明,它们是在澜沧江洋壳向东侧的昌都—陆块俯冲,在有限的岛弧环境中产生的。其微量元素和同位素组成也有力支持了这一认识(钟宏等,2000;2004)。

二叠纪火山岩在澜沧江南段零星出露,它与三叠纪火山岩常相伴出现。根据相伴地层中的化石,可分成早、晚2个时代。早二叠世火山岩主要出露在景谷以南澜沧江流域,岩性较复杂,从基性到酸性均有,而且主要作为沉积地层中的夹层出现,厚度都不大。晚二叠世火山岩出露更少,也是作为沉积地层中的夹层出现的,相对来说,在景洪南部的勐罕、曼洪一带较发育,下部以中-基性火山岩为主,上部以酸性火山岩为主。

总体上,二叠纪火山岩属于低钾拉斑-中钾钙碱性系列岩石,具有石英拉斑玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩-流纹岩及其火山碎屑岩的岩石组合。鉴于澜沧江南段二叠纪火山岩普遍夹于海相沉积岩系中,火山岩系中也未见洋脊-准洋脊性质的玄武岩,故区内的二叠纪火山岩为具有弧火山岩特征的玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩及其火山碎屑岩组合。彭兴阶(1983,私人通信)曾定其为钙碱性岛弧火山岩,即它们产生于澜沧江洋壳向东侧的昌都—思茅陆块俯冲消减过程晚期。

### 2.3 中生代火山岩

中生代火山岩在澜沧江中南段分布非常广泛(朱勤文,1993),从北到南贯通全区,但只在中-上三叠统地层中发育。

中三叠统火山岩分布于北部云县—临沧邦东和南部景洪—勐腊一带。北部中三叠统火山岩的发育程度强于南部,其岩性主要是一套高钾流纹质火山岩,厚度达1160m,其中火山碎屑岩就有81.4m厚。南部中三叠统火山岩则以亚碱性玄武岩、玄武

表 1 上石炭统火山岩化学成分 ( $w_B/\%$ )Table 1 Chemical composition of Upper Carboniferous volcanic rocks ( $w_B/\%$ )

序号	岩石名称及样号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	灼减	总量
<b>太平掌铜矿</b>																
1	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		99.88
2	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
3	石英角斑岩 102-4	73.46	0.43	12.16	0.63	3.47	0.11	2.18	0.52	4.52	0.43	0.11	1.68	0.32		100.02
4	石英角斑岩 102-5	49.65	0.71	18.17	1.44	10.24	0.18	8.12	0.38	3.53	0.95	0.05	5.98			99.40
5	流纹岩 102-6	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
6	安山质凝灰岩 102-7	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
7	安山质凝灰岩 102-8	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
8	流纹岩 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
9	石英角斑岩 B-38	80.38	0.14	10.29	0.68	1.24	0.09	0.23	0.81	4.78	0.30	0.03	0.64	0.56		100.17
10	石英角斑岩 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
11	石英角斑岩 D-3	70.29	0.34	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 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
14	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		100.37
15	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
16	石英角斑岩 VI-2	74.36	0.36	13.24	1.82	1.58	0.09	0.99	0.27	3.95	1.25	0.07	2.21	0.37		100.56
17	英安斑岩 VI-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	0.22	100.20
18	细碧岩 VI-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
19	角斑岩 Z-1	55.86	0.38	15.27	2.86	5.66	0.17	3.81	4.47	7.23	0.28	0.01	3.07			99.07
20	石英角斑岩 Z-10	86.00	0.16	6.23	1.40	1.50	0.00	0.57	0.21	0.11	1.36	0.03	1.83			99.40
21	石英角斑岩 Z-11	73.64	0.18	10.05	2.30	3.60	0.05	1.41	0.12	0.14	1.55	0.05	6.53			99.62
22	石英角斑岩 Z-12	73.38	0.16	11.91	1.41	2.86	0.05	0.75	1.67	3.14	1.31	0.03	2.34			99.01
23	石英角斑岩 Z-13	70.92	0.29	10.96	4.69	2.80	0.05	0.99	1.88	3.10	0.66	0.07	3.11			1184.56
24	英安斑岩 Z-2	69.22	0.30	12.28	1.34	3.38	0.15	1.95	2.47	3.10	0.97	0.66	3.33			99.15
25	英安斑岩 Z-3	69.70	0.25	12.29	0.76	4.90	0.12	2.30	2.50	3.14	0.13	0.08	3.27			99.44
26	细碧岩 Z-4	45.46	0.60	16.00	2.70	10.00	0.54	7.50	4.52	3.82	0.101	8.23				99.47
27	细碧岩 Z-5	48.60	0.64	17.06	1.63	10.13	0.85	9.59	0.81	3.00	0.42	0.83	5.74			99.30
28	石英角斑岩 Z-6	72.08	0.07	10.88	1.02	1.82	0.05	4.20	1.79	3.38	0.98	0.05	3.33			99.65
29	石英角斑岩 Z-7	76.30	0.04	12.42	1.20	1.70	0.04	0.60	0.11	5.68	0.43	0.04	0.94			99.5
30	石英角斑岩 Z-8	83.16	0.05	7.83	0.67	1.12	0.00	0.30	1.21	3.79	0.10	0.02	0.88			99.13
31	石英角斑岩 Z-9	75.32	0.24	9.02	1.71	4.12	0.01	3.90	0.63	0.08	1.13	0.08	3.39			99.628
<b>大巴子剖面</b>																
32	石英角斑岩 3552-12	77.23	0.40	12.06	1.36	1.17	0.06	0.88	0.55	5.23	0.35	0.06			0.97	100.32
33	英安流纹岩 3552-13	73.63	0.25	12.94	0.67	2.40	0.09	1.36	1.00	5.65	0.10	0.04			1.36	99.49
34	石英角斑岩 3552-19	73.11	0.40	13.05	2.02	2.26	0.10	1.52	0.66	3.80	1.15	0.14			2.54	100.75
35	石英角斑岩 3552-21	76.17	0.10	12.99	0.86	2.11	0.04	0.08	0.33	6.50	0.20	0.20			0.20	99.78
36	英安斑岩 3552-23	61.98	0.55	15.34	4.33	4.01	0.12	2.39	4.85	2.86	0.48	0.36			3.69	100.96
37	英安流纹岩 3552-25	73.46	0.28	13.27	1.70	2.19	0.07	1.52	0.78	3.75	1.00	0.14			2.33	100.49
38	英安流纹岩 3552-27	77.58	0.11	12.51	1.84	0.59	0.05	0.56	0.44	5.10	0.65	0.10			1.23	100.76
<b>龙洞河剖面</b>																
39	英安流纹岩 Dec-65	73.82	0.40	11.98	1.01	2.24	0.11	1.34	1.53	4.40	1.82	0.10			1.98	100.73
40	英安流纹岩 65-13	74.34	0.34	12.37	1.82	1.52	0.99	0.89	0.90	5.01	2.08	0.15			1.39	101.80
41	英安流纹岩 65-15	69.66	0.56	12.92	1.65	2.97	0.11	2.36	2.04	4.75	1.01	0.15			1.77	99.95
42	流纹岩 65-16	72.50	0.60	12.29	2.01	1.78	0.10	1.54	1.24	5.18	1.18	0.15			1.98	100.55
43	英安流纹岩 65-17	71.46	0.50	13.55	2.54	1.30	0.09	1.14	1.36	6.01	0.35	0.15			1.88	100.33
44	英安斑岩 Scp-65	72.00	0.40	11.78	2.25	2.17	0.10	1.26	3.45	0.50	1.98	0.10			4.98	100.97

1~32号样品为本次工作样品,测试单位:国家地质测试中心。33~44号样品数据引自云南地矿局区调队(1983)1:20万思茅幅地质报告(内部资料)。

安山岩为主,流纹岩很少,火山活动强度也较弱。

上三叠统火山岩遍及澜沧江南段,其下段火山岩主要出露在云县—景谷一带,火山岩岩性稳定,以中-基性火山岩为主,火山活动强度较大。上三叠统

上段火山岩在北部云县一带构成以钾质粗面玄武岩与富钾流纹岩组成的“双峰”火山岩组合,而中南部的火山岩则主要显示粗安岩-英安岩-流纹岩组合。

三叠纪火山岩系的总厚度、火山岩厚度、火山爆发强度具有自北向南递减的趋势,从中三叠世→晚三叠世早期→晚三叠世晚期,喷发环境由海相→海陆交互相→陆相变化。

三叠纪火山岩的硅碱图(Le Bas et al., 1986)(图4)表明,它们与海西期火山岩有较大差异,即包括了碱性系列岩石,也包括了大量亚碱性系列岩石。另外,三叠纪中基性火山岩和酸性火山岩的稀土元素组成(表2;图5、6)也有较大差异,反映了两者形成环境的差异。

根据对该区三叠纪火山岩地球化学特征的分析,认为它们总体上表现出弧火山岩属性(朱勤文,1993),但不同阶段和不同空间的火山岩又各有其特点,北段(云县、民乐、文玉)中晚三叠世火山岩属高钾钙碱系列-钾玄武岩系列,岩石组合为钾质粗面玄武岩-高钾玄武岩-钾玄武岩-安粗岩-高钾流纹岩;稀土元

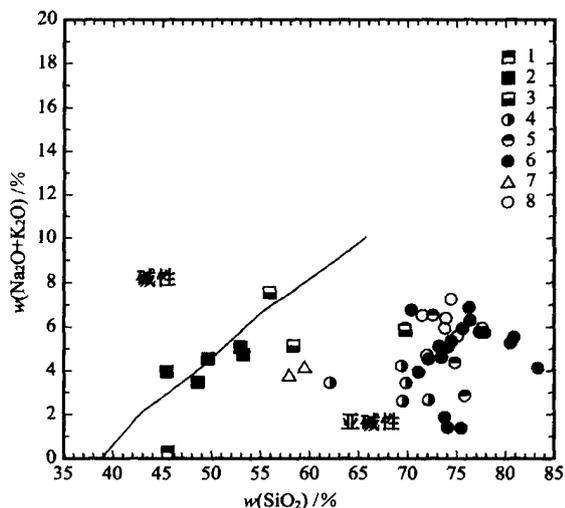


图2 石炭纪火山岩 SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)关系图解

- 1—科马提岩;2—细碧岩;3—角斑岩;4—英安斑岩;5—流纹岩;
- 6—石英角斑岩;7—中性火山碎屑岩;8—英安流纹岩

Fig. 2 SiO<sub>2</sub> versus (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) diagram of Carboniferous volcanic rocks

- 1—Komatiite; 2—Spilite; 3—Keratophyre; 4—Dacite porphyry;
- 5—Rhyolite; 6—Quartz keratophyre; 7—Intermediate pyroclastic rocks; 8—Dacite rhyolite

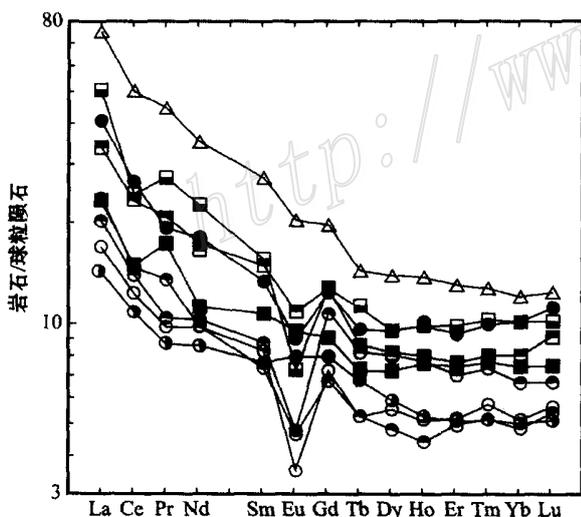


图3 石炭纪火山岩稀土元素配分曲线(图例同图2)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of Carboniferous volcanic rocks

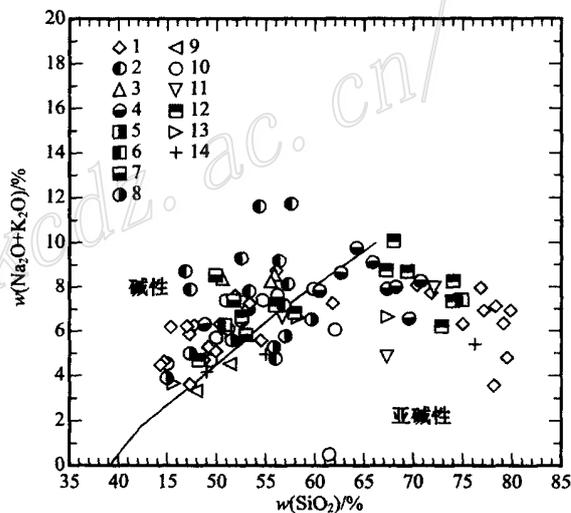


图4 三叠纪火山岩 SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)关系图解

- 1—云县;2—文玉;3—官房;4—马鞍山;5—思澜公路;6—文岗;
- 7—普家村;8—大困博;9—平村;10—田心河;11—岔河;
- 12—茂密;13—芒江河;14—邦沙

Fig. 4 SiO<sub>2</sub> versus (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) diagram of Tertiary volcanic rocks

- 1—Yunxian; 2—Wenyu; 3—Guanfang; 4—Maanshan; 5—Silan;
- 6—Wengang; 7—Pujiaocun; 8—Dakunbo; 9—Pingcun;
- 10—Tianxinhe; 11—Chahe; 12—Maomi; 13—Manghuihe;
- 14—Bangsha

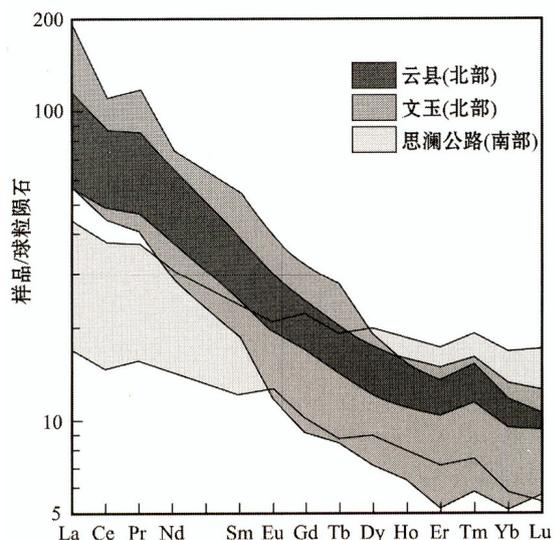


图 5 三叠纪中基性火山岩配分曲线

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of Triassic intermediate-basic volcanic rocks

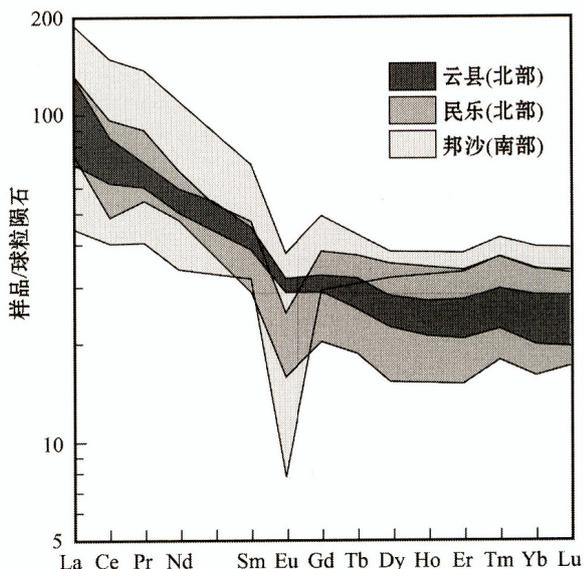


图 6 三叠纪酸性火山岩配分曲线

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of Triassic acid volcanic rocks

素富集程度相对较高,  $(La/Yb)_N = 5.23 \sim 15.30^{\bullet}$ , 属于俯冲作用末期偏离板块俯冲带靠近大陆一侧产生的大陆边缘火山岩 (Sugisaki, 1976)。云县上三叠统上段富钾双峰式火山岩组合则是大陆板内拉张环境的产物, 因为流纹岩的地球化学特征暗示, 它不是玄武岩浆分异演化的产物, 而是起源于地壳的岩浆。

南段中晚三叠世火山岩属低钾拉斑-中钾钙碱性系列, 具有石英拉斑玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩-流纹岩的岩石组合, 稀土富集程度相对较低, 相对前者离大陆边缘较远。

以上差异的产生与火山弧发育不同阶段及距离海沟不同位置的弧岩浆作用特点不同有关, 表明澜沧江南段三叠纪火山岩带是一个复合的火山弧。

总之, 澜沧江南段火山岩在不同地质历史时期产生于不同的构造环境中, 从早到晚的演化趋势是从深海→浅海→大陆边缘→板内裂谷, 也就是说, 火山活动最早在广阔的与大陆相距甚远的洋岛、洋脊区发育, 其后, 古特提斯洋发生萎缩, 伴随大洋壳和大陆的相互运动, 在澜沧江一带存在的大洋壳向东运动, 俯冲于昌都-思茅陆块之下, 在其结合带部位形成了岛弧带, 石炭纪-二叠纪火山岩带基本是在这种环境下产生的。但从石炭纪和二叠纪火山岩岩性组合等特征的差异性表明, 在不同部位和不同时间, 石炭纪-二叠纪岛弧发育的特征还是有较大不同的。石炭纪时, 在其碰撞带, 洋盆还是较发育的, 火山岩形成于较深的洋壳。二叠纪时, 洋盆有较大幅度的收缩, 深海火山岩的发育程度已明显弱于石炭纪, 火山活动强度也有减弱, 但在该带的兰坪盆地以北, 石炭-二叠纪火山岩及超镁铁岩仍多具洋壳特征, 这意味着古特提斯在澜沧江一带主体还是一个大洋盆。到古生代末, 沿澜沧江深断裂发育的中-晚三叠世火山岩覆盖了澜沧江地带大部分晚古生代地层, 掩盖了澜沧江缝合带, 因而前中生代形成的岛弧带中混杂堆积及蛇绿混杂岩基本见不到。从三叠纪火山岩岩性组合看, 总体应属板块活动后期后造山活动中的板内裂谷火山岩, 此时海洋分布范围已非常小, 火山岩已具有较典型的陆相特征。以上较完整的构造-火山活动演化在中国西南三江地区还是较少见的。火山活动环境不同, 其中发育的成矿作用也明显不同。

### 3 火山岩中铜多金属矿床地质特征及形成背景演化

澜沧江中南段火山岩中, 有众多矿床(点)分布, 其中, 铜多金属矿床(点)就近 30 余处, 这说明伴随火山岩浆活动, 从幔-壳深部带来了大量成矿元素。

<sup>●</sup> 地质矿产部矿床地质研究所, 云南省地质勘查局第五大队, 2000. 云南澜沧江南段火山岩带富铜块状硫化物矿床成矿地质背景成矿条件及成矿预测. 科研报告.

表2 三叠纪火山岩稀土元素组成 ( $\mu\text{g}/10^{-6}$ )Table 2 REE composition of Triassic volcanic rocks ( $\mu\text{g}/10^{-6}$ )

序号	岩石名称,样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	$\Sigma\text{REE}$	$\delta\text{Eu} (\text{La}/\text{Yb})_N^*$	
<b>云县</b>																	
$T_3$																	
1	La, MC-46	51.94	102.18	13.16	49.01	9.08	2.35	7.24	1.13	5.82	1.20	3.33	0.51	3.02	249.97	0.86	11.62
2	B, MC-52	42.24	83.58	11.76	46.48	9.12	2.56	7.33	1.10	5.90	1.18	3.22	0.50	2.82	217.79	0.93	10.12
3	B, MC-60	32.42	71.64	9.87	41.13	8.61	2.6	7.52	1.18	6.67	1.35	3.77	0.58	3.35	190.69	0.97	6.54
4	Sho, MC-62	20.66	46.83	6.44	26.99	5.81	1.70	5.26	0.82	4.60	0.94	2.62	0.41	2.39	125.47	0.92	5.84
5	Sho, MC-65	49.09	96.57	12.43	46.75	8.81	2.25	7.16	1.05	5.67	1.17	3.19	0.51	2.88	237.53	0.84	11.52
$T_3^2$																	
6	B, MC-77	38.13	82.01	10.56	40.19	8.16	2.31	6.76	1.04	5.43	1.13	3.08	0.48	2.75	202.03	0.92	9.37
7	B, MC-80	27.77	62.64	8.36	34.22	7.15	2.05	6.51	1.01	5.50	1.15	3.20	0.48	2.82	162.86	0.90	6.65
8	K-TB, MC-86	29.88	68.04	9.28	38.53	8.05	2.19	7.04	1.09	5.98	1.23	3.42	0.52	3.05	178.30	0.87	6.62
9	K-TB, MC-88	23.27	52.82	7.24	29.74	6.26	1.97	5.54	0.89	4.83	1.00	2.78	0.42	2.44	139.20	1.00	6.44
10	K-TB, MC-95	45.85	93.94	12.40	48.45	9.47	2.82	7.83	1.20	6.25	1.29	3.50	0.54	3.09	236.63	0.97	10.03
11	K-TB, MC-98	57.02	121.99	15.77	59.53	11.29	2.6	9.09	1.41	7.24	1.46	4.04	0.62	3.52	295.58	0.76	10.95
12	HK-R, MC-123	10.71	23.98	3.46	13.46	3.97	0.46	4.70	0.97	6.66	1.49	4.57	0.77	4.78	79.98	0.32	1.51
13	HK-R, MC-129	30.28	26.53	8.81	37.58	9.23	0.17	8.87	1.47	8.86	1.94	5.74	0.96	6.19	146.63	0.06	3.31
14	HK-R, MC-132	99.34	182.50	22.95	82.35	14.02	2.00	10.56	1.64	8.65	1.85	5.15	0.87	5.07	436.95	0.48	13.24
15	HK-R, MC-134	29.45	63.99	7.75	30.46	7.18	0.49	7.02	1.32	8.20	1.74	5.10	0.83	5.05	168.58	0.21	3.94
<b>邦沙</b>																	
$T_2$																	
16	HK-R, DS-33	31.93	75.68	8.08	32.97	7.5	0.51	7.14	1.30	7.72	1.64	4.70	0.78	4.83	184.78	0.21	4.47
17	HK-R, DS-41	49.56	37.50	7.83	26.87	3.35	0.51	2.63	0.44	2.11	0.48	1.36	0.25	1.48	134.37	0.51	22.62
18	HK-R, DS-42	53.94	37.53	8.20	27.91	4.65	0.77	3.41	0.62	3.31	0.71	2.16	0.30	2.42	145.93	0.57	15.06
19	HK-R, DS-51	23.52	32.18	5.50	22.87	4.67	1.01	4.10	0.63	3.38	0.73	2.19	0.40	2.48	103.66	0.69	6.41
<b>马鞍山</b>																	
$T_2$																	
20	K-TB, M-1	34.79	54.99	6.91	27.11	6.64	1.88	6.00	0.84	4.00	0.81	2.25	0.32	2.10	148.64	0.89	11.19
21	HK-R, M-2	31.34	49.56	4.80	15.35	3.34	0.52	3.13	0.37	2.44	0.63	1.82	0.30	2.26	115.86	0.48	9.37
<b>民乐</b>																	
$T_2$																	
22	HK-R*, V3	28.89	66.75	8.69	32.78	6.89	1.50	5.49	1.00	5.43	1.15	3.39	0.55	3.58	166.09	0.72	5.45
23	HK-R*, ML1-0	56.70	94.50	11.90	37.70	6.12	1.45	4.58	0.71	3.76	0.78	2.20	0.36	2.26	223.02	0.80	16.95
24	BA, ML2-1	25.90	49.00	6.65	27.60	5.87	1.64	5.00	0.84	4.58	0.93	2.54	0.40	2.33	133.28	0.90	7.51
25	HK-R*, ML4-12	31.73	63.59	7.67	27.80	5.30	1.04	4.07	0.71	3.7	0.80	2.43	0.41	2.76	152.01	0.66	7.77
26	LK-A, ML5-5	21.45	46.83	6.32	25.53	5.42	1.27	4.91	0.69	4.43	0.90	2.39	0.35	2.07	122.56	0.74	7.00
<b>文玉</b>																	
$T_3$																	
27	La, WB-56	36.48	68.04	7.12	30.92	6.15	1.56	7.09	0.80	4.89	1.04	2.56	0.35	2.23	169.23	0.72	11.05
28	A, WY-0-2	28.28	60.01	7.54	26.29	5.28	1.39	4.08	0.73	3.55	0.68	1.90	0.28	1.74	141.75	0.88	10.98
29	Sho, WY-10	68.53	106.83	16.31	53.58	12.77	3.45	9.80	1.63	7.28	1.31	3.42	0.55	2.95	288.41	0.91	15.69
30	La*, WY-3	50.84	46.72	6.06	22.33	4.91	1.25	3.98	0.69	3.30	0.65	1.79	0.28	1.62	114.42	0.84	8.69
31	La, WY-4	21.32	42.80	5.59	20.72	4.36	1.03	4.49	0.65	3.22	0.72	1.79	0.28	1.57	108.54	0.71	9.17
32	La*, WY2-4	33.30	54.90	6.88	25.30	4.53	1.45	2.84	0.49	2.78	0.55	1.30	0.21	1.28	135.81	1.15	17.58
33	Tr, WY2-7	31.80	58.40	6.90	25.60	4.53	1.28	3.77	0.64	3.24	0.65	1.74	0.26	1.58	140.39	0.92	13.60
34	La, WYB-31	29.99	54.68	5.98	23.67	4.43	1.13	3.21	0.51	3.22	0.66	1.69	0.24	1.41	130.82	0.88	14.37
<b>官房</b>																	
$T_3$																	
35	La, I-2	27.16	47.50	5.30	21.40	4.94	1.21	3.95	0.55	3.01	0.60	1.51	0.23	1.47	118.83	0.81	12.49
36	La, GF-2	30.30	59.55	7.62	32.73	7.62	1.70	6.82	0.91	4.78	1.00	2.60	0.37	2.44	158.44	0.71	8.39
<b>三达山</b>																	
$T_3$																	
37	D, S-5-1	23.26	39.55	3.74	15.14	2.93	0.86	3.81	0.48	2.68	0.55	1.55	0.24	1.46	96.25	0.79	10.76
38	HK-R, S-7	49.78	87.99	8.34	33.22	6.19	0.95	5.24	0.69	4.17	0.86	2.30	0.33	2.12	202.18	0.50	15.86
<b>思澜公路</b>																	
$T_3$																	
39	LK-A, SL-13	12.32	32.28	4.39	20.3	5.61	1.83	6.89	1.12	7.71	1.61	4.38	0.69	4.22	103.35	0.90	1.97
40	LK-D, SL-17	8.44	22.86	2.71	11.52	2.90	0.75	3.03	0.53	3.62	0.82	2.25	0.39	2.44	62.26	0.77	2.34
41	LK-QTB, SL-23	11.60	25.34	3.63	15.00	3.65	1.24	3.78	0.64	4.03	0.78	2.13	0.31	1.75	74.88	1.01	4.47
42	LK-BA, SL-37	16.32	36.52	5.14	21.96	5.49	1.77	5.97	0.99	6.60	1.32	3.67	0.57	3.55	109.87	0.94	3.11
43	Gab, SL-47	6.24	14.18	2.15	10.16	2.85	1.12	3.10	0.51	3.45	0.68	1.79	0.27	1.46	47.96	1.15	2.89
$T_2$																	
44	R, SL2-3	11.43	26.37	4.49	21.51	6.95	0.98	6.95	1.27	8.30	1.90	5.31	0.87	5.49	101.82	0.43	2.23

\* 为强矿化样品。LK—低钾;HK—高钾;QTB—石英拉斑玄武岩;A—安山岩;B—玄武岩;BA—玄武安山岩;La—安山粗面岩;Tr—粗面岩;K-TB—钾质粗面玄武岩;Sho—钾玄岩;D—英安岩;R—流纹岩;Gab—辉长岩。27-34-38号为本次工作样品。测试单位:国家地质实验测试中心。其他样品据朱勤文(1993)和莫宜学等(1993)。\*\*单位为1。

在铜多金属矿床中,规模相对较大且有代表性的主要是大平掌、三达山、民乐、文玉—官房等矿床。在大平掌矿床发现后,笔者等配合矿床的普查勘探首次对其进行了系统的成矿特征和成矿机理研究,其后有众多地质工作者(钟宏等,1999;2000;2004)对矿床的不同侧面进行了研究,丰富了对大平掌矿床成矿特征和成矿机理的认识。但目前对三达山矿床、民乐矿床、文玉—官房矿床的研究成果还很少,特别是区域成矿作用的研究目前还未有任何资料,显然,这对于扩大该区的找矿工作是一个不利因素,本文拟在对 4 个典型矿床简述的基础上对它们在区域形成环境、演化规律上做一讨论。

### 3.1 大平掌铜多金属矿床

大平掌矿床发现于 1996 年,从 1997 年起,云南地勘局第五地质大队对该矿床进行了普查-勘探工作,稍后,云南区调队在较大范围内进行了 1:5 万区调,两单位卓有成效的工作,为后人对矿床的研究工作奠定了良好基础。至 2000 年,铜储量已在中型以上,矿床现已开发。

矿床位于澜沧江火山岩带中部,西部紧靠酒房大断裂,东部是开阔的兰坪—思茅盆地(图 1)。区内构造颇为复杂,尤以断裂构造发育为特征。地层可分成 2 大套,发育海相火山岩系的上石炭统和不整合覆盖其上的以海陆相和陆相沉积岩组成的三叠系和侏罗系(图 7)。

#### 3.1.1 矿体形态、产状及其与容矿岩石的关系

矿体可分成块状和浸染状 2 大类,但矿体露头极少,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,经大量钻探工程,目前已圈出块状矿体 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。

矿体基本局限于第二火山活动旋回产物——以流纹岩为主体的火山岩系中、上部位,矿体顶板为凝灰硅质岩-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,逐步转化为矿化流纹岩和流纹岩。

块状矿体在地表数个采场虽均能见到,但连续性非常差。浸染状矿体和围岩之间并不存在明显的界线,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,矿体之间的夹石普遍含硫化物,矿体的确定主要依靠化学分析品位。

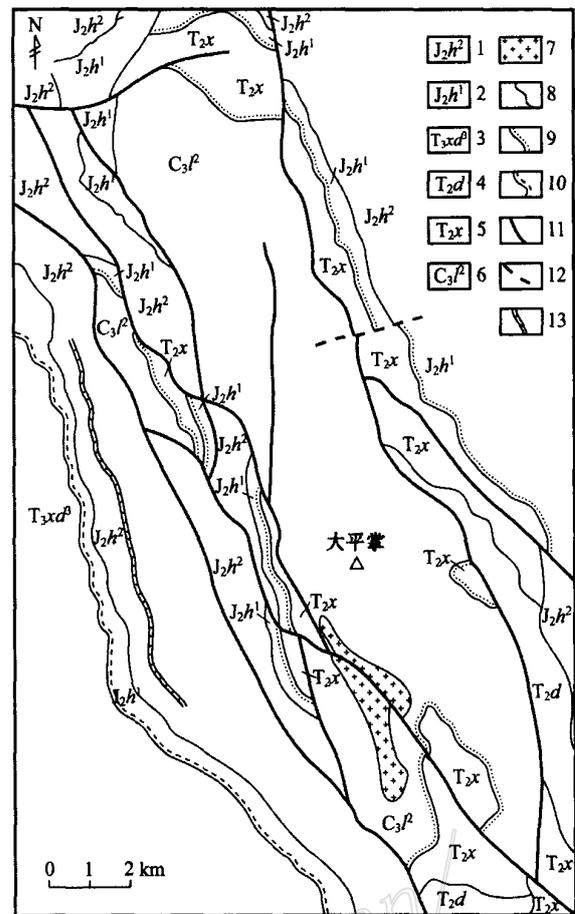


图 7 云南大平掌矿区地质图(根据 1:5 万区调图修编)

- 1—中侏罗统花开组上段,粉砂岩;2—中侏罗统花开组下段,砂岩;
- 3—上三叠统第三段小定西组,砂砾岩和砂岩;4—中三叠统大水井组,灰岩;
- 5—中三叠统下坡头组,长石砂岩;6—上石炭统龙洞河组,火山岩;
- 7—中生代花岗斑岩;8—实测地层分界;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. 7 Geological map of the Dapingzhang ore district, Yunnan Province (modified from 1:50 000 Geological Map)

- 1—Upper Member of Middle Jurassic Huakai Formation: siltstone;
- 2—Lower Member of Middle Jurassic Huakai Formation: sandstone;
- 3—3<sup>rd</sup> Member of Upper Triassic Xiaodingxi Formation: psepholite and sandstone;
- 4—Middle Triassic Dashuijing Formation: limestone;
- 5—Middle Triassic Xiapotou Formation: arkose;
- 6—Upper Carboniferous Longtonghe Formation: volcanic rocks;
- 7—Mesozoic granitic porphyry;
- 8—Geological boundary;
- 9—Parallel unconformity;
- 10—Angular unconformity;
- 11—Fault;
- 12—Inferred fault;
- 13—Secondary planar boundary

浸染状矿体形成后,多次遭受到构造错动,矿体的连续性也比较差,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)。

块状矿体中,硫化物占绝对优势,黄铁矿占

43.57%, 闪锌矿 20.56%, 黄铜矿 17.03%, 方铅矿 0.86%, 也即硫化物总量占矿石组成的 82%。非金属矿物中, 石英 8.09%, 方解石 5.56%, 绢云母 1.94%, 绿泥石 0.5%, 重晶石少量。

浸染状矿体中矿物成分相对较复杂, 其中, 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%, 隐晶长英质矿物 21.85%, 绢云母 10.45%, 方解石、绿泥石、磷灰石 7.0%。

矿石多元素分析结果如表 3 所示, 鉴于 Cu、Pb、Zn、Au、Ag 等成矿元素基本仅赋存在相应的独立矿物中, 因此, 大平掌矿床具有很大的经济价值。

### 3.1.2 围岩蚀变和成矿作用的关系

热液蚀变是成矿作用的重要组成部分。矿床内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, 它们主要发育在浸染状矿体中。其中以前 3 种蚀变与矿化关系尤为密切。绿泥石化和世界上绝大多数火

山成因块状硫化物矿床的特征很相似, 但由于后期构造活动的影响, 典型的绿泥石化核基本不存在。硫化物主要发育在硅化较强的部位, 特别是晚期石英细脉中, 黄铜矿明显富集。

### 3.1.3 同位素地球化学和地质年代学

本次对黄铁矿等硫化物的硫同位素成分测定表明(表 4), 黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值平均 -0.08‰, 黄铜矿的  $\delta^{34}\text{S}$  平均值 -1.14‰, 它们的变化幅度均很小, 总体接近 0, 表明构成矿化的 S、Cu、Fe、Zn 等基本来自地幔(Kase, 1990)。

矿石中黄铁矿的铅同位素比值如表 5 所示,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  的均值为 18.435, 极差为 0.591;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  均值为 15.664, 极差为 0.319;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  均值为 38.203, 极差为 1.151。这表明矿石明显富含放射性成因铅, 这一结果和他人(Kase, 1990; 叶庆同, 1991; 钟宏等, 2000; 2004) 对火山岩所做的铅同位素测试结果一致, 在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图上的投点表明, 本区铅同位素的源区为上地幔一下

表 3 矿石化学成分(%)

Table 3 Chemical composition of ores(%)

矿石类型	Cu	Pb	Zn	Fe	S	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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: 资料来自云南地质勘查局委托昆明有色研究院所做的大平掌铜金属矿床选矿实验报告(内部资料)。\* 单位为 10<sup>-6</sup>

表 4 大平掌矿床硫同位素特征

Table 4 Sulfur isotope characteristics of the Dapingzhang deposit

样号	测试矿物	产状	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	备注
1005-S-2	黄铁矿	硅化流纹岩中呈他形块体	-1.7	1. 分析方法: 硫化矿物以 Cu <sub>2</sub> O 作氧化剂制样。 2. 采用 CDT 国际标准。 3. 分析精度: $\pm 0.2\text{‰}$ 。
1005-S-4	黄铁矿	硅化流纹岩中呈致密块体	-0.4	
V-6	黄铁矿	块状矿体中他形块状	-0.6	
C-1	黄铁矿	绿泥石岩中细粒自形晶	2.4	
1005-S-1	黄铜矿	硅化流纹岩中呈不规则脉体	1.8	
1005-S-3	黄铜矿	硅化流纹岩中呈不规则脉体	1.2	
CK2-1	黄铜矿	穿切矿化流纹岩的石英-黄铜矿细脉	-0.9	
R-3	黄铜矿	块状矿体中的致密块体	-0.9	
R-2	黄铜矿	在块状黄铁矿型矿石中呈斑杂状	-0.0	
R	黄铜矿	块状矿体中呈他形块体	-0.8	
CK2-2	闪锌矿	块状闪锌矿矿石	-0.0	
R-1	闪锌矿	方铅矿、黄铜矿、闪锌矿矿石	-2.1	
V-4	闪锌矿	斑杂状闪锌矿矿石	-0.1	
R-8	闪锌矿	含黄铜矿稠密浸染矿石	-0.3	
CK2-35	闪锌矿	块状闪锌矿矿石	-1.6	
CK4-32	闪锌矿	块状矿体中粗晶	-1.2	
CK5-32	闪锌矿	块状矿体中细晶	-2.7	

分析单位: 中国地质科学院矿床地质研究所同位素研究室。

表 5 大平掌矿床黄铁矿的铅同位素测试结果

Table 5 Lead isotopic analytical data of pyrite from the Dapingzhang deposit

样号	矿物	产状	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\mu$
V-6	黄铁矿	5号采场块状矿体	18.403	15.626	38.231	1.178	9.509
IV-2	黄铁矿	4号采场块状矿体	18.231	15.435	37.745	0.181	9.453
IV-7	黄铁矿	4号采场块状矿体	18.195	15.408	37.599	0.181	9.103
1005-S1	黄铁矿	ZK1005孔上部浸染状矿体	18.592	15.600	38.500	1.192	9.439
1005-S4	黄铁矿	ZK1005孔下部稠密浸染状矿体	18.461	15.577	38.276	1.850	9.407
D-1	黄铁矿	矿体上部角斑岩中	18.485	15.641	38.512	1.182	9.529
S-9	黄铁矿	浸染状矿体	18.451	15.587	38.221	1.184	9.427
S-10	黄铁矿	浸染状矿体	18.786	15.727	38.750	1.193	9.667
S-12	黄铁矿	浸染状矿体	18.308	15.475	37.997	1.183	9.223

测试单位:核工业地质分析测试研究中心。

地壳区域。

矿区火山岩的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> = 0.7078,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 2.7$  (钟宏等, 2004), 说明其成矿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。

关于成岩、成矿时代, 笔者和他人均做了不少同位素年龄工作, 但年龄数据的吻合程度较低, 钟宏(1999)的细碧-角斑岩 Sm-Nd 等时线年龄为(513 ± 40) Ma, Rb-Sr 等时线年龄为(511 ± 8) Ma。笔者认为这和区域地质历史及龙洞河组中化石的鉴定结果相差太远, 笔者对矿区中的几类火山岩虽做了几组同位素年龄测试, 但由于样品采集不理想, 投点集中, 难以构成等时线, 最后仅对矿体上覆的英安岩和赋矿火山岩测定了一条 Rb-Sr 等时线(表 6), 其相关系数  $R = 0.998$ , 锶同位素初始值为 0.7083, 年龄值为 306 Ma, 这一数值和云南区调队在龙洞河组发现的蜓类化石鉴定结果是一致的。鉴于矿体和石炭纪火山岩基本作为一个整体产出, 因此, 成矿时间也应在这个时期或稍晚。

### 3.2 三达山铜矿床

三达山矿床发现于 20 世纪 50 年代, 1958 年至 1960 年云南省地质局十六地质队进行了普查、勘探工作, 提交了《云南景洪县三达山含铜黄铁矿储量计

算报告书》。多年来地方工业一直在进行开采, 近年来, 由于环境保护和矿量有限, 已停止采矿。

该矿床位于澜沧江最南段, 兰坪—思茅中生代拗陷南段西缘, 区内出露地层主要为晚古生代和中生代, 前者为一套浅变质岩系。对这套地层最早曾划归为下古生界, 20 世纪 80 年代定为二叠系, 其后云南省区调队改定为上三叠统小定西组中-下段, 这表明这套地层有它的特殊性。但根据岩性组合特征对比, 笔者同意将其划归到上二叠统(刘增乾等, 1993), 它从下到上可划分为 4 个岩性段: ①绢云母片岩段; ②炭质绢云母片岩偶夹变质火山凝灰岩段; ③变质火山凝灰岩与炭质绢云母片岩互层段; ④变质火山凝灰岩偶夹炭质片岩及灰岩透镜体段。

矿体主要赋存于绢云母片岩与变质火山凝灰岩的过渡带, 矿体的直接底板几乎全是炭质绢云母片岩, 其中多有变质凝灰岩扁豆体夹层, 而矿体顶板则主要是片理化变质火山凝灰岩。火山岩在硅碱图中全部处在亚碱性范围。

矿体形态简单, 均为顺层产出的较规则的透镜体(图 8), 中心厚, 边缘薄, 与围岩界线清楚。有的矿体单一出现, 有的则构成矿群, 其中的小矿体常相互平行产出, 厚大矿体中常有炭质绢云母片岩和火山凝灰岩夹层。

表 6 石英角斑岩-英安岩的 Rb-Sr 同位素分析结果

Table 6 Rb-Sr isotopic analytical data of quartz keratophyre

样号	样品名称	产状	$\text{Rb}/10^{-6}$	$\text{Sr}/10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3201-1	石英角斑岩	ZK3201 孔 195.7 m	2.52	37.72	0.1932	0.70875
3201-3	流纹岩	ZK3201 孔 162 m	15.20	31.77	1.3851	0.71354
3201-2	角斑岩	ZK3201 孔 174 m	14.84	68.14	0.6307	0.71369
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 87.3 m	18.47	62.19	0.8596	0.71068

测试单位:核工业地质分析测试研究中心。

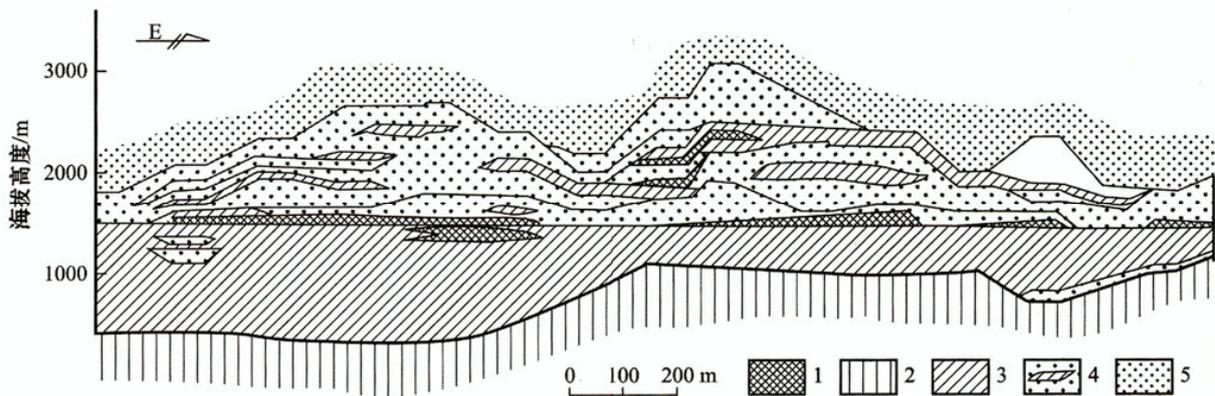


图8 三达山矿床矿体和围岩纵剖面图(据云南区调队,1979资料修编)

1—矿体;2—绢云母片岩;3—炭质绢云母片岩偶夹变质火山凝灰岩;4—变质火山凝灰岩与炭质绢云母片岩互层;  
5—变质火山凝灰岩偶夹炭质片岩及灰岩透镜体段

Fig. 8 Longitudinal section of ore bodies and wall rocks of the Sandashan deposit

1—Ore body; 2—Sericite schist; 3—Carbonaceous sericite schist intercalated with metavolcanic ash tuff; 4—Metavolcanic ash tuff intercalated with carbonaceous sericite schist; 5—Metavolcanic ash tuff intercalated with carbonaceous schist and limestone lenses

矿石主要呈块状,金属硫化物占明显优势,其中黄铁矿可达80%,黄铜矿一般5%,有时可达15%,脉石矿物主要为石英、玉髓、方解石、白云石、绿泥石等。矿石中硫平均含量29.36%,铜平均含量2.1%。矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均4.2%。

### 3.3 民乐铜矿床

民乐铜矿床发现于20世纪50年代,最初的普查工作是由原云南墨江地质队于1959年开展的,但较详的普查工作是由云南省地矿局五大队在1992年进行的。其后,有不同单位的研究人员对成矿机制做过探讨(杨贵来2003;田宗春等2006),但总体看来还是较薄弱。

矿床位于兰坪—思茅拗陷的中三叠统“孤岛”中(图1),中三叠统火山岩系是重要的含矿地层,按岩性组合,可分为3个岩性段,下段为富铁矿细碧岩到凝灰岩,中段为中性火山碎屑岩夹酸性熔岩,上段为细碧岩到基性火山碎屑岩,顶部为火山角砾岩。

矿体赋存于中三叠统火山作用第II旋回的中酸性钠质火山碎屑岩和钠质中性熔岩以及第III旋回的基性火山角砾岩中。矿体呈层状、透镜状,与围岩呈渐变过渡关系,同时随后期火山岩系的褶皱而发生同步变形。目前已圈定出6个矿体,以 $\text{V}_{1-1}$ 矿体为例,矿体呈似层状产于角斑岩质熔结凝灰岩与沉凝灰岩中,矿体与顶板沉凝灰岩之间局部有顺层滑动。从地表到深部,铜矿化有减弱之势,铅矿化又有增强特点,同时产生银矿化。

矿石中铜矿物种类繁多,但以辉铜矿为主,它们

以浸染状、细脉浸染状分布在火山岩系中,其中主要是在作为胶结物的凝灰物质中,硫化物的分布和熔结凝灰岩的流动方向一致,矿石类型随火山岩不同而不同,其中最主要的是角斑岩质熔结凝灰岩型矿石。

矿化和热液蚀变关系密切,在钠长石化、绿泥石化、绿帘石化和硅化发育部位,辉铜矿、黄铜矿等硫化物较集中,蚀变愈强烈,铜等硫化物的富集也愈明显。

### 3.4 文玉—官房铜矿床

文玉铜矿在古代已进行过开采,新中国成立后,曾多次对该矿床进行过地质勘查工作。最晚一次是在1994~1996年,由云南省地矿局第五地质大队进行的地质普查、勘查,提交了勘查报告,将其列为小型铜铅矿。官房矿床首次详查工作由云南省第十七地质队于1959年进行的,1967年云南省第四地质队再次开展了工作,其结论为小型矿床。但由于这2个矿床均发育在玄武质火山岩中,在中国还很少见,因而很具有研究价值和找矿意义。

文玉—官房铜矿床位于澜沧江火山岩带北段偏西部,矿区内上三叠统小定西组广泛分布,其中火山岩占90%以上,1:20万区调中将火山活动划分出5个旋回,其岩性以玄武—安山岩为主,文玉—官房矿床赋存的第四旋回火山岩组合为:安山玄武质熔岩—安山玄武质角砾熔岩—熔结凝灰岩及少量安山质凝灰砂岩、页岩—安山玄武岩—安山岩夹熔结凝灰岩、角砾岩—安山玄武岩—凝灰质泥岩。

矿体主要赋存在玄武岩和安山玄武质凝灰岩中,在熔岩中气孔和杏仁状构造十分发育。矿体呈透镜状、似层状,与围岩界限不清(图 9)。按矿石构造,可分成浸染状和脉状-网脉状 2 种类型的矿石,其中以前者为主。在浸染状矿石中,铜矿物呈稠密浸染状、团块状、不规则斑块状分布在硅化、钠长石化玄武岩等火山岩中,铜品位一般 1.0%~3.0%。在脉状网-脉状矿石中,铜矿物沿其裂隙充填形成含铜矿物的细脉和网脉,它主要发育在硅化、碳酸盐化的玄武岩及安山玄武质凝灰岩中,铜品位 1%~5%。铜矿物主要有黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿等,方铅矿也普遍存在。

矿体中围岩蚀变发育,种类也较多,但与铜矿化

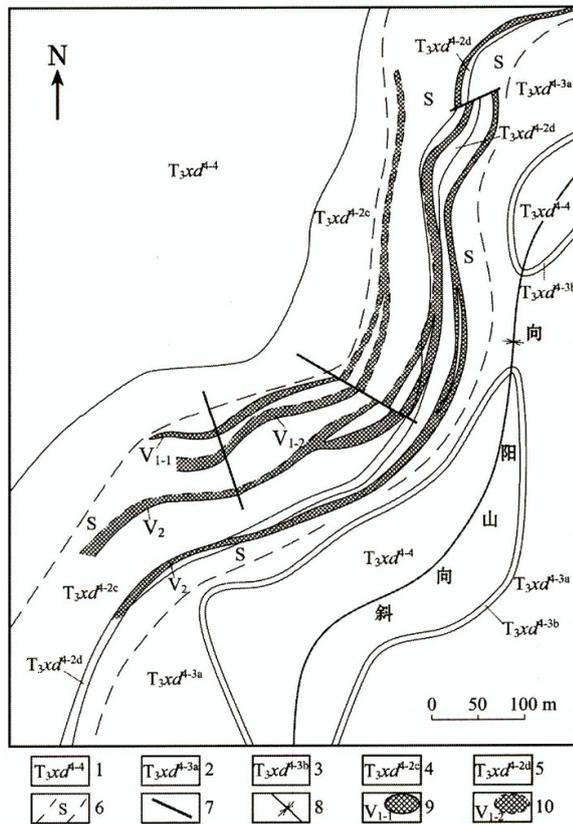


图 9 官房铜矿床地质图(据云南地勘局第五队资料)

- 1—气孔-杏仁状玄武岩;2—玄武岩 岩屑;3—玄武岩 凝灰岩;
- 4—玄武岩夹砂泥岩;5—玄武岩夹凝灰岩;6—蚀变岩;7—断层;
- 8—向斜轴;9—实测矿体及编号;10—推测矿体及编号

Fig. 9 Geological map of the Guanfang copper ore deposit  
 1—Blister-amygdaloidal basalt; 2—Basalt, debris; 3—Basalt, ash tuff; 4—Basalt intercalated with arenaceous mudstone; 5—Basalt intercalated with ash tuff; 6—Altered rocks; 7—Fault; 8—Synclinal axis; 9—Factual observation orebody and its serial number; 10—Inferred orebody and its serial number

关系密切者主要是钠长石化、绿泥石化和硅化。蚀变后,矿石和围岩的稀土组成并没有发生太大变化。

### 3.5 多金属矿床在火山岩中的形成机制和演化

目前在元古代火山岩系中形成的铜矿床很少,说明大洋盆中不利于铜多金属矿床的形成。

鉴于澜沧江南段石炭纪火山岩是岛弧环境的产物,因而,产于其中的大平掌矿床也必然是岛弧火山作用的派生物(Schmidt, 1986; 侯增谦等, 2001; 2003)。大平掌矿床的地质特征具有国内外岛弧块状硫化物矿床的许多共性(Lydon, 1980; 宋叔和, 1994),包括:①矿体具两层结构,上部由块状硫化物透镜体组成,在透镜体层位之下似管状热液蚀变岩石中发育网脉-细脉状硫化物矿化带,块状硫化物透镜体与上覆火山岩系的关系是截然的,但又是整合的。细脉浸染状矿体和火山岩呈渐变过渡关系(图 10)。②热液活动是构成矿化的一个非常重要的因素,围岩的热液蚀变主要发育于下部的网脉矿化带及两侧。总体上,绿泥石化位于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 在绿泥石化带中趋向于带出,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中的一个特点,由硅化产生的隐晶硅质或石英构成了矿石中的重要非硫化物,它们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则向外围扩散,在绢云母带的外侧形成范围较广的碳酸盐化带。

硫化物的堆积成矿作用,类似于现代海底丘堤和烟囱堆积过程,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,崩塌形成烟囱式岩屑丘堤,并在此基础上再一次形成新的烟囱,这个过程的重复进行,最后导致烟囱的堆积体完全盖住原始喷出口,使该处的喷流-喷气活动停止,构成了上部的块状硫化物矿体。

在块状硫化物矿体下部,由于热液流体通过这些低渗透性烟囱壁流量减少,并伴随热液蚀变,形成了细脉浸染状矿体。因而大平掌矿床具有典型的岛弧环境火山成因块状硫化物矿床特征。

产生于上二叠统火山-沉积岩系中的三达山等

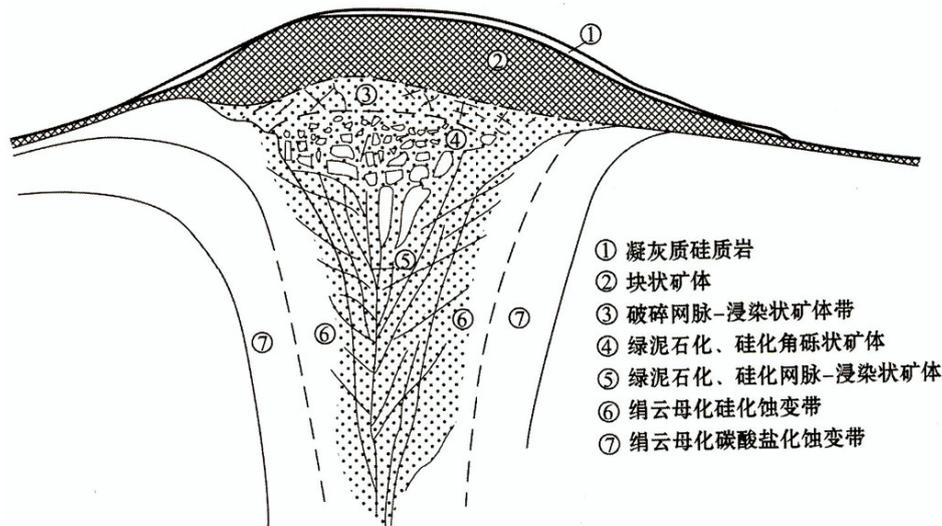


图 10 大平掌矿床结构模型及蚀变分带

Fig. 10 Structural model and alteration zoning of the Dapingzhang deposit

- ① Tuffaceous siliceous rock; ② Massive ore body; ③ Broken network-disseminated ore body; ④ Chloritized silicified bracciform ore body; ⑤ Chloritized silicified net work disseminated ore body; ⑥ Sericitized-silicified alteration zone; ⑦ Sericitized carbonatized alteration zone

矿床,目前在国内外还极少存在类似的矿床(张德全等,2005),虽然该矿床的地质特征表明,它的形成和火山活动关系密切,但它和产生于岛弧环境的大平掌矿床有很大差异。该矿床中的火山岩以凝灰质沉积岩系为主,表明它沉积的环境与海底火山口距离较远,其成矿物质可能来源于海底较封闭的、多金属又很丰富的卤水池。这一认识目前已从海底钻探中发现的众多含有丰富多金属的卤水池得到了证明。例如,1966年,美国任兹·霍尔顿海洋研究所在红海阿特兰蒂斯-Ⅱ海渊发现了3个清楚的卤水池,与正常海水相比,卤水池中的盐度明显增高。当海底浅部基岩中产生裂隙时,在强大压力下,它们沿裂隙上升,富金属元素的卤水在海底低凹处沉积,在不断补充和增厚的过程中便形成了块状硫化物矿床。后来,在补充中断,并被火山凝灰物质和其他沉积物覆盖后,便形成了类似于三达山式的矿床。虽然它具有块状硫化物矿床的特征,但其赋矿围岩岩性组合表明,它不是在典型的岛弧环境,而是在远离火山口的海底卤水池中沉积形成的。

中三叠统中的民乐铜矿的产状及赋矿火山岩特征表明,它是在已偏离板块俯冲带并靠近大陆一侧火山弧中产生的。而且,从它和晚期热液活动的特点看,在其形成时,海底火山岩浆活动已趋于减弱,并向大陆一侧移动。

文玉—官房铜矿形成时的成矿环境基本是板内

裂谷,火山活动有些是在浅海盆地中进行的,有些火山喷发活动甚至发生于陆地,即火山岩已不具有典型海相的特点,成矿热液可能既有海水,也有陆地地下水,成矿系统也相对更开放,气孔和杏仁常成为硫化物沉淀的场所。这一切表明,部分成矿物质就是基性火山熔浆的组成部分,在地表火山熔浆急速冷却的条件下,其中部分成矿物质就残留到气孔和杏仁中了。

总之,在澜沧江南段产于不同地质历史时期火山岩中的铜多金属矿床,其成矿特征、成矿机制有较大差异,归根结蒂受制于火山岩发育的构造环境。

在上石炭统形成的大平掌矿床中,赋矿围岩是一套深海火山岩系,与其相伴的碳酸盐岩,也以中深海环境形成的中厚层为主,矿区范围内很少见到同时代的陆源沉积相,这一切表明,火山岩和其中的矿床是在岛弧带较中心部位的海沟中产生的,这和世界上典型岛弧带发育的块状硫化物矿床有众多共性(宋叔和等,1994)。

在上二叠统形成的三达山矿床中,发育于火山口附近的火山岩系已基本见不到了,而大量产出的是远离火山口的火山凝灰物质及陆源海相沉积物,这表明成矿作用已明显偏向于大陆一侧了,其成矿物质已不完全是来自火山岩浆,而海底卤水池已成为成矿物质的重要来源。

产于中三叠统的民乐矿床,虽然赋矿围岩既有

深海的火山熔岩,也有远离火山口的沉凝灰岩,但从区域地质看,此时,该矿床产出在一个十分狭窄的海盆中,其火山岩岩石组合已明显具有大陆边缘火山弧的特征。

到三叠纪末,澜沧江流域的洋盆基本已退出,陆地已占据了绝对优势,此时的火山活动基本沿其板内裂谷发生,文玉一官房矿床中的火山岩组合地球化学表明,物源已具有较典型的陆壳及下部幔源特征。

总之,构造环境不同,在火山活动中形成的铜多金属矿床也各具特色,这在中国众多火山岩系成矿带中是十分少见的,该带很有深入探讨的必要。

**致 谢** 笔者在该区域工作过程中得到云南地质勘查局原第五地质大队领导及三分队全体同志的大力支持,笔者谨向他们表示衷心感谢。

## References

- Campbell I H, Coad P and Franklin J M. 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.
- Hou Z Q, Qu X M, Xu M J, Fu D M, Hu L C and Yu J J. 2001. The Cacun VHMS deposit in Sichuan Province: From field observation to genetic model[J]. *Mineral Deposits*, 20(1): 44 ~ 56 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Y Q, Wang H P, Qu X M, Lv Q T, Hu D H, Wu X Z, Yu J J, Tang S H and Zhao J H. 2003. Collision-orogenic processes and mineralization systems of the Yidun arc[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Kase K. 1990. Ore mineralogy and sulfur isotope study of the massive sulfide of Filon Norte, Tharsis Mine, Spain[J]. *Mineralium Deposita*, 25: 289 ~ 296.
- Le Bas M J, Le Maiter R W, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *J. Petrol.*, 27(3): 745 ~ 750.
- Lydon J W. 1980. Ore deposit models # 14, volcanogenic massive sulfide deposits part 2: Genetic models[J]. *Geosci. Can.*, 15: 43 ~ 66.
- 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).
- Liu Z Q, Li X Z, Ye Q T, Luo J N, Shen G F, Mo X X, Chen F Z, Chen B W, Yang Y Q, Lv B X, Chen J C, Pan G T, Jia B J, Hou Y Z and Zhen L L. 1993. Division of tectonic-magmatic zone and the distribution of deposits in the Sanjiang area[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- 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, Ling P Y, Zhang B M, Tai D Q, Chen M H, Hou H S, Ye S, Xue Y X, Tang J, Wei Q R and Fan L. 1993. Volcanism and mineralization in the Tethys of the Nuijiang-Lancangjiang-Jinshajiang area[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Schmidt J M. 1986. Stratigraphic setting and mineralogy of the arctic volcanogenic massive sulfide prospect, Ambler district, Alaska[J]. *Econ. Geol.*, 81: 1619 ~ 1643.
- Song S H, Han F, Ge C H, Wu X Z and Shi D N. 1994. Knowledge modern of volcanic-hosted copper-poly metallic sulfide deposits[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Sugisaki R. 1976. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movement[J]. *Lithos*, 9: 17 ~ 30.
- Tian Z C, Li H K, Yang S K and Di H H. 2006. Geology and ore prospecting marks of Songjiapo copper deposit in Minle, Simao[J]. *Yunnan Geol.*, 25: 31 ~ 39 (in Chinese with English abstract).
- Xiong J Y. 1983. Discover of neutral-acidity volcanic rocks in Supper Carboniferous and its geological significance in Simao region, Yunnan[J]. *Yunnan Regional Geol.*, 3: 13 ~ 17 (in Chinese with English abstract).
- Yang G L. 2003. Geology and genesis of Minle ash flow copper deposit, Jinggu[J]. *Yunnan Geol.*, 22(1): 80 ~ 88 (in Chinese with English abstract).
- Yang K H, Hou Z Q and Mo X X. 1992. Volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang region, Southwest China: 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 Paleozoic rifting-related volcanic rocks and tectonic evolution in Southwestern Yunnan[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 12(4): 297 ~ 311 (in Chinese with English abstract).
- Ye Q T. 1991. Geological characteristics and genesis of the Gacun gold-bearing and silver-rich polymetallic deposit, Sichuan Province[J]. *Mineral Deposits*, 10(2): 107 ~ 118 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D Q, Wang F C, Li D X, Feng C Y, She H Q and Li J W. 2005. Two types of massive sulfide deposits on northern margin of Qaidam basin, Qinghai Province: I. Xitieshan style SEDEX lead-zinc deposits[J]. *Mineral Deposits*, 24(5): 471 ~ 480 (in Chinese with English abstract).
- Zhong H, Hu R Z, Ye Z J and Tu G C. 1999. Isotope geochronology of Dapingzhang spilite-keratophyre formation in Yunnan Province and its geological significance[J]. *Science in China (Series D)*, 43(2): 200 ~ 207.
- Zhong H, Hu R Z and Ye Z J. 2000. Sulfur, lead, hydrogen and oxygen isotopic geochemistry of the Dapingzhang copper-poly metallic 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 Yunnan[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 12(2): 134~143(in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 侯增谦, 曲晓明, 徐明基, 付德明, 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.
- 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.
- 刘增乾, 李振兴, 叶庆同, 罗建宁, 沈敢富, 莫宣学, 陈福忠, 陈炳蔚, 杨岳清, 吕伯西, 陈吉琛, 潘桂荣, 贾保江, 胡云中, 郑来林. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M]. 北京: 地质出版社.
- 莫玄学, 路风香, 沈上越, 朱勤文, 侯增谦, 杨开辉, 邓晋福, 刘祥福, 何昌祥, 林培英, 张保民, 邵道乾, 陈美华, 胡亨生, 叶松, 薛迎喜, 谭劲, 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, 吴宣志, 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.
- 田宗春, 李宏坤, 杨世坤, 丁海宏. 2006. 思茅民乐宋家坡铜矿地质及找矿标志[J]. *云南地质*, 25(1): 31~39.
- 熊家铺. 1983. 思茅地区晚石炭世中酸性火山岩系的发现及其地质意义[J]. *云南区域地质*, 总第3期: 13~17.
- 杨贵来. 2003. 景谷民乐火山灰流型铜地质及成因[J]. *云南地质*, 22(1): 80~88.
- 杨开辉, 侯增谦, 莫玄学. 1992. “三江”地区火山成因块状硫化物矿床的基本特征[J]. *矿床地质*, 11(1): 35~44.
- 杨开辉, 莫玄学. 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.
- 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.
- 张德全, 王富春, 李大新, 丰成友, 余宏全, 李进文. 2005. 柴北缘地区的两类块状硫化物矿床: I. 锡铁山式 SEDEX 型铅锌矿床[J]. *矿床地质*, 24(5): 471~480.
- 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.