

个旧老卡岩体接触—凹陷带构造控矿特征研究

刘 明, 欧阳恒, 彭省临

(中南大学 地学与环境工程学院, 长沙 410083)

摘 要: 个旧老卡岩体接触—凹陷带是个旧矿集区最重要的锡铜多金属成矿构造带, 带内锡铜矿体的成生与凹陷带构造密切相关, 受构造、岩性和岩浆活动联合控制, 凹陷带的形态、产状、规模的变化直接影响矿体的形态、产状、规模。凹陷带构造是一个有利成矿的构造部位, 并配之有其他控矿因素, 最终在燕山晚期含矿岩浆气液作用下形成富厚矿体。

关键词: 花岗岩凹陷带; 控矿机理; 个旧; 云南省

中图分类号: P613; P618.44 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1412(2007)03-0210-04

0 引言

花岗岩接触—凹陷带是在花岗岩体与地层接触部位形成的一种复合构造。这种构造在个旧矿集区内广泛发育, 其中最典型、最重要的有老卡岩体接触—凹陷带。带内赋存有大小矿体 100 多个, 现已探明 4 个大型铜锡矿群(体)。对该凹陷带构造控矿特征的研究对指导个旧矿集区的进一步找矿具有十分重要的意义。

1 地质背景

老卡岩体位于个旧矿集区东区南部, 为燕山中晚期花岗岩复式岩体。老卡岩体接触—凹陷带发育于老卡岩体顶部环状突起的四周。其东北部的老厂矿田和南西部的卡房矿田是个旧矿集区最大、最重要的锡铜多金属矿。

区内广泛分布中三叠统碳酸盐岩地层, 主要由白云岩、灰质白云岩、灰岩、泥质灰岩、白云质灰岩组成。个旧组卡房段的第一层(T_2g^1)、第三层(T_2g^3)和第五(T_2g^5)层是老卡岩体接触—凹陷带的最佳容矿层位。区内构造十分发育, NE 向五子山复背斜内分布有 NW 向、近 EW 向、 NE 向次级背(向)斜、

挠褶带以及低级次的小型挠曲或穹窿等。成矿断裂主要有 NE 向、 EW 向、 SN 向和 NW 向等。此外, 层间破碎、层间滑动及节理、裂隙等构造十分发育。老卡岩体以灰白色细中粒—等粒状或含斑浅色花岗岩为主, 就位于 NE 向五子山复背斜轴部的中南段, 隐伏于地表下 200~1 000 m, 仅在卡房新山有 0.3 km^2 的露头, 在海拔 1 500 m 标高以上现已控制的 40 km^2 范围内, 呈多峰式 NE 向有规律的突起、右行雁行状排列^[1]。本区喷出岩为印支期变火山岩, 产于个旧组底部卡房段第一层中, 呈岩床状多层产出, 单层厚度一般 20~30 m, 薄层仅 5~20 cm。原岩系橄榄玄武岩, 变火山岩的接触带常有锡、铜硫化矿产出。

2 接触—凹陷带产出特征

老卡岩体接触—凹陷带紧紧围绕老卡岩体突起四周发育, 它的形状跟突起的形状一致, 基本上沿着花岗岩的等高线分布和延伸。平面上似一勺子, 长端走向为 NE 向, 勺头朝向东北, 前半部分属于老卡矿田, 后半部分属于卡房矿田, 按平面方位把凹陷带分为东凹、西凹、北凹和新山凹陷(图 1)。

东凹及新山凹陷形成于老卡岩体与个旧组卡房段第一层(T_2g^1)的上部接触部位, 是黑云母花岗岩体东南部突起侧翼与灰岩和中三叠纪安尼期火山岩

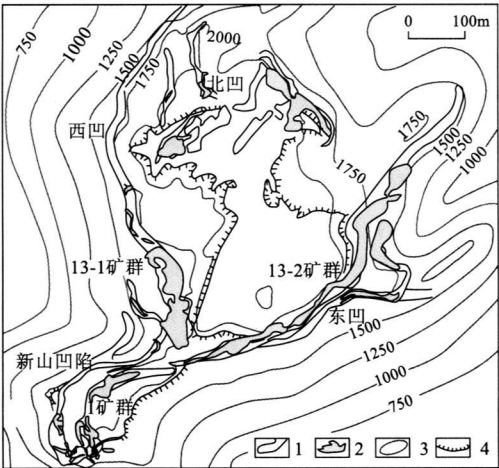


图 1 个旧老卡岩体接触- 凹陷带及矿体平面图

Fig.1 Plan map of the contact-depression

belt of Laoka granitic body and ore bodies in Gejiu

1. 接触- 凹陷带 2. 矿体 3. 花岗岩等高线 4. 花岗岩突起

的不同岩性突变界面相交时所形成的凹陷构造。主要受呈 NE 向分布的中三叠纪安尼期火山岩带控

表 1 老卡岩体花岗岩接触- 凹陷带产出特征

Table 1 The occurrence feature of the contact-depression belt of Laoka granitic body

凹陷	位置及 标高	形态	凹陷形状 及产状	凹陷带规模	就位空间	变火山岩 特征	凹陷花岗岩 特征	岩(枝) 规模	矿体赋存 位置	赋存矿体
东凹	竹林、竹 叶山突 起南东 侧 1600 ~ 2000 m	平面呈 S 形,空 间上呈 塔松式、 多层凹 兜	囊状、大肚 瓶形状,产状 NW $\angle 40^{\circ} \sim$ 70°	长 8km ² , 凹 口 20 ~ 100 m, 凹深 30~ 220m	T ₂ g ₁ ¹ 上部, 厚层状灰岩 夹 30 ~ 80m 厚变火山岩	强 矿 化、蚀 变, 远 离 逐 渐 变 弱	内接触带为灰白色 中粗粒淡色花岗岩, 远处为中细粒黑云 母花岗岩; 云英岩 化、萤石化、绢云 母化、绿泥石化、夕 卡岩化, 岩石退色	较 厚 大	岩枝、岩舌 上下接触 带和其前 端、凹中间 平行于地 层产出、凹 底、凹根接 触带	13-2 矿 群, 13-4, 13-8, 19, 21 等
			倒锥形、半椭 圆形, 产状 NW $\angle 41^{\circ}$			矿 化、蚀 变 强, 远 离 逐 渐 变 弱		多 层 岩 枝, 较 薄		
西凹	竹林、竹 叶山突 起西侧, 1500 ~ 1950 m	平面弧 形,空间 上呈弓 字状、单 层凹兜	倒锥形、半椭 圆形、箱形、 倒 U 形, 近 水平或产状 E $\angle 4^{\circ} \sim 8^{\circ}$	长 6 km ² , 凹 口 50 ~ 100 m, 凹深 110 ~ 350m	T ₂ g ₁ ³⁻¹ , 中 薄层状泥晶 - 微晶灰岩	未 见 变 火 山 岩	灰白色中粗粒淡色 花岗岩过渡为中细 粒黑云母花岗岩; 云 英岩化、萤石化、绢 云母化、绿泥石化、 夕卡岩化, 岩石退色	复 合 型 岩 舌 (岩 枝), 规 模 较 大	岩枝、岩舌 上下接触 带及前端、 凹中间、凹 底、凹根接 触带	13-1 矿群
北凹	1021 突 起南、东 侧 2000 ~ 2125 m	平面弧 形,空间 上呈弓 字状、单 层凹兜	囊状、锥形、 半椭圆形产 状 NWW 倾 角 $\angle 20^{\circ} \sim$ 45°	长 1.5 km ² , 凹口 80 ~ 100 m, 凹深 150 ~ 250m	T ₂ g ₁ ⁵⁻¹ , 厚 层状微晶灰 岩夹少量灰 云岩	凹 陷 带 内 见 有 许 多 透 镜 状、薄层状阳 起石岩、金云 母岩等变火 山岩	灰白色中粗粒淡色 花岗岩过渡为中细 粒黑云母花岗岩; 云 英岩化、萤石化、绢 云母化、弱绿泥 石化、夕卡岩化, 岩石 退色	多 为 厚 大 岩 舌	岩舌上下 接触带和 其前端、凹 底、整个凹 中	3-9, 3-18, 1-2, 2-5
	晒鱼坝 突起北 西、南东 侧 2070 ~ 2160 m	平面豆 荚状,空 间上呈 蘑菇状、 单层凹 兜	倒锥形、倒 U 形, 产状近水 平	长 1 km ² , 凹 口 90 ~ 100 m, 凹深 110 ~ 350m	T ₂ g ₁ ⁵⁻¹ 和 T ₂ g ₁ ⁵⁻² , 厚 层状、薄层状 微晶灰岩夹 少量灰云岩	未 见 变 火 山 岩	灰白色中粗粒淡色 花岗岩过渡为中细 粒黑云母花岗岩; 岩 石退色, 夕卡岩化、 云英岩化、萤石化、 绢云母化、绿泥石化	岩 枝 较 薄	岩舌上下 接触带和 其前端、凹 底	27
新山 凹陷	新山突 起周边, 1600 ~ 2080 m	平面弯 U 形,空 间上呈 蘑菇状、 单层和 多层凹 兜	倒锥形、倒 U 形, 半椭圆形 产状近水 平或向 E- W-N 缓倾 $\angle 4^{\circ} \sim 10^{\circ}$	长 6 km ² , 凹 口 80~ 20m, 凹深 50 ~ 400m	T ₂ g ₁ ¹ 上部, 厚层状灰岩 夹 30 ~ 60m 厚变火山岩	近 花 岗 岩 矿 化、蚀 变 较 强, 远 离 逐 渐 变 弱, 蚀 变 为 阳起石化、金 云母化	灰白色中粗粒淡色 花岗岩过渡为中细 粒黑云母花岗岩; 钾 长石化、钠长石化、 云英岩化、萤石化、 绢云母化、弱绿泥 石化, 强退色	较 长 并 较 厚	岩枝、岩舌 上下接触 带和其前 端、凹中间 平行于地 层产出、凹 底、凹根接 触带	矿群

东凹位于变火山岩与厚层灰岩的岩性突变处,控制矿体长超过 6 km,锡、铜矿化好,矿体连续,规模大,主要为变火山岩锡石-硫化物型铜锡矿、夕卡岩化锡石-硫化物型锡铜矿。矿体多呈层状、似层状、凹兜状、不规则状、透镜状等分布于凹陷带的内外接触带及变火山岩的层间部位。东凹中以 13-2-3 矿体最典型,产于凹陷带与陡倾斜断裂构造交切部位,凹兜口小、肚大、陡倾斜。

西凹控制矿体走向延伸约 3 km,矿体规模有的可达中型,但矿体多不大,总体上矿化不连续,地层未见变火山岩,矿化主要为锡,铜次之,规模及品位皆远次于东凹。主要为夕卡岩化锡石-硫化物型锡铜矿,其次是电气石花岗岩型锡矿和云英岩型锡矿,矿体多呈层状、似层状、透镜状,主要分布于花岗岩舌下及正接触带,部分产于花岗岩内蚀变带和近花岗岩的 $T_2g_1^{3-2}$ 地层岩性分界面。

北凹成矿以锡为主,铜次之,主要类型为夕卡岩化锡石-硫化物型锡铜矿。矿化程度、矿体规模、贫富等差别较大,但以 1021 突起凹陷 3-9 矿体最好,矿体丰厚,整个凹兜皆成矿,并且在 3-9 矿体中发现有大量的薄层状变火山岩、透镜状变火山岩捕虏体(变火山岩已强蚀变为金云母岩或阳起石金云母岩)。

新山凹陷矿化是以铜、锡共生为主的多金属矿床,主要类型为变火山岩锡石-硫化物型铜锡矿和夕卡岩化锡石-硫化物型锡铜矿。

4 控矿规律

(1) 凹陷带的形态、产状、规模的变化直接影响矿体的形态、产状、规模。矿体走向与凹陷带走向基本一致。如东凹的 13-2 矿群,凹陷带与矿群的走向均为 NE 向;西凹的 13-1 矿体(群),凹陷带与矿群的走向均为近 SN 向。一般而言,凹陷带的凹根与凹口的距离越大,矿体就越宽;上覆岩枝厚,则矿体相对较厚;凹根上翘,矿体就变窄变薄;凹陷带的形态越复杂,越有利于成矿,当凹陷呈较陡的与地层倾向相反的狭长囊状或槽状时,矿体变富变厚(如 3-9 矿体);凹陷带产状变化处,常见矿体变厚、品位变高。

(2) 凹陷带控制着矿体的分布。矿体主要分布在上覆岩枝和岩舌的上下接触部位、凹根与凹底的接触部位和凹中的层间构造中。凹根部位产出的矿体多与凹根形态一致,呈弯曲的弧形、槽兜形、透镜状及不规则状;而在上覆岩枝和岩舌的上下接触部位及凹底产出的矿体多为层面型矿体,与接触面平

行产出;凹中沿层间构造产出的矿体多与地层平行,呈层状、似层状产出。

(3) 凹陷带中的矿体产出部位不同,其矿化类型也不同。变火山岩锡石-硫化物型铜锡矿多产于变火山岩中及其上下接触带,常呈层状、似层状;夕卡岩化锡石-硫化物型锡铜矿产于凹陷带中接触带的各个部位,形态变化较大,分布广泛;电气石花岗岩型锡矿、云英岩型锡矿多产于凹陷带的内接触带,多呈薄皮状、脉状;夕卡岩化大理岩型锡矿一般产于凹陷带内碳酸盐岩的层间构造中,多平行于地层呈层状产出。变火山岩硫化物型铜(金)矿以层状、似层状产于变火山岩与大理岩的接触带中。

(4) 凹陷带控制矿体中成矿元素的分布。花岗岩凹陷的内接触带主要分布锡矿化,铜矿化则多分布在外接触带。从凹陷带垂向看,成矿标高由高向低,矿化则有锡(铅)矿→锡、铜矿→铜、锡矿→铜矿的成矿趋势。

(5) 凹陷带内矿体主要分布在 $T_2g_1^1$ 、 $T_2g_1^3$ 、 $T_2g_1^5$ 层位, $T_2g_1^1$ 层位赋存的矿体以铜锡矿化为主, $T_2g_1^3$ 、 $T_2g_1^5$ 层位赋存的矿体以锡为主,铜矿化次之。

(6) 凹陷带内矿体若产于变火山岩中及其上下接触部位,其矿化类型以铜矿化为主,矿体分布与变火山岩变质程度有一定联系,主要分布在变质较深的部位,即阳起石金云母变质火山岩带内。其中金云母化比较强烈的变火山岩薄层带中硫化矿层较发育,矿体呈似层状、细脉状,富矿体多分布在深度变质部位,围岩已变质为阳起石岩、金云母岩。

(7) 在断裂构造与凹陷带交切部位,形成的凹兜利于含矿热液的聚集与沉淀,在此部位常有脉状富矿体的生成(如 13-2 矿体),成矿元素除 Cu、Sn 外,还有多种有用元素,如 Pb、Zn、W、Bi、Au、Ag、S、As 等。

5 控矿机理

个旧矿集区老卡岩体接触-凹陷带中成矿、成大矿、成富矿是多种因素耦合的结果。它主要受印支旋回安尼期变火山岩、燕山期花岗岩、地层岩性和凹陷带构造控制。其中,燕山期花岗岩浆的成矿作用是决定性因素。

5.1 印支旋回安尼期变火山岩控矿机制

安尼期变火山岩中锡、铜的质量分数远高于世界基性岩,火山及热水沉积作用已使锡铜有了初始富集^[2,3]。目前,在远离花岗岩的印支期火山岩或变火山岩中尚未发现独立的锡矿化,只发现有小型的

铜、金矿化体,其规模、品位皆远不如接触带附近的矿体。根据凹陷带变火山岩微量元素的多元统计分析,变火山岩与 Cu 元素关系密切,但变火山岩中 Sn 元素的活化-迁移不明显,表明变火山岩不是 Sn 元素成矿的主要供体。

5.2 燕山期花岗岩控矿机制

矿区燕山期花岗岩与锡、铜矿化有着密切的成因联系。在空间上,凹陷带仅仅围绕花岗岩突起接触带产出。在地球化学方面,矿体和花岗岩都含有较高的 Sn, B, Li, Rb, Cs 等元素,具有密切的地球化学同源性和继承性。老卡岩体是壳源重熔型的高酸度铝过饱和碱性花岗岩,是燕山晚期经过高度分异的有利于锡、铜矿化的成矿岩体^[3]。岩体中微量元素 Sn, Cu, B, F 的质量分数都大大高于世界同类岩石的丰度,是全球含锡花岗岩的几倍至十几倍。根据凹陷带花岗岩微量元素多元统计分析,花岗岩中 Sn, Cu, Pb, Zn, Ag 等元素的活化-迁移与这些元素的富集之间有清晰的对应关系,说明了 Sn, Cu 多金属主要来源于花岗岩。

5.3 地层岩性的控矿机制

凹陷带矿体主要赋存于个旧组卡房段的第一层(T_2g^1)、第三层(T_2g^3)和第五层(T_2g^5)钙质和钙镁质灰岩夹薄层泥质灰岩中。这些层位中主成矿元素 Sn 和 Pb 的质量分数非常高,是世界碳酸盐岩丰度的几倍。Cu 元素稍高于世界碳酸盐岩丰度。据前人研究^[4],这些元素都参与同生沉积,并受到后期矿化作用叠加,使岩石中成矿元素含量普遍增高或产生局部富集。凹陷带夕卡岩型矿体远矿围岩灰岩成矿元素含量高于同类岩石的近矿围岩大理岩,说明地层中的

Sn 和 Cu 元素在成矿作用中可以提供一部分矿源。

5.4 凹陷带构造控矿机制

矿体主要赋存在凹陷带内,凹陷带形态、产状、规模控制了矿体的形态、产状、产出部位及规模等。有利的构造是成矿前提,沉淀机制必须发生于局限的场所^[5],凹陷带构造正是最好的局限场所,为矿液的沉淀富集提供了最为有利的成矿空间。接触-凹陷带构造处于岩体与围岩的接触部位,由于其形态及合适的围岩遮挡,能封闭矿液而有利于矿床的形成。

总之,正是由于燕山晚期含有丰富成矿物质的老卡岩体上升、侵位,并吞蚀吸收了作为盖层的变火山岩及个旧组卡房段中的有用成矿物质,析出了含有大量成矿物质的岩浆期后气液流体,并在该岩体热动力的驱动下,到达了有利的成矿构造部位——凹陷带,并淀积下来,同时交代和活化了凹陷带周围地层和变火山岩中的部分成矿物质,最终形成了富锡铜多金属矿体。

参考文献:

- [1] 庄永秋,王任重,杨树培,等.云南个旧锡铜多金属矿床[M].北京:地震出版社,1996.
- [2] 李增荣.个旧卡房碱性玄武岩特征及其成矿作用[J].个旧地质,1989,(1):1-8.
- [3] 王力.个旧锡铜多金属矿集区成矿系列、成矿演化及成矿预测研究(博士学位论文)[D].长沙:中南大学,2004.
- [4] 云南锡业公司.云锡矿山锡铜富矿体赋存规律及找矿方向研究(地质科研报告)[R].昆明:云南锡业公司,1997.
- [5] 刘伟.岩浆流体在热液矿床形成中的作用[J].地学前缘,2001,8(3):203-215.

STUDY ON STRUCTURAL CONTROL OF ORE IN THE CONTACT-DEPRESSION BELT OF LAOKA GRANITIC BODY

LIU Ming, OUYANG Heng, PENG Sheng-lin

(Institute of Geosciences and Environmental Engineering, Central South University, Changsha, 410083)

Abstract: The contact-depression belt of Laoka granitic body is the most important Sn-Cu polymetal ore-host structural. Sn-Cu ore bodies in the belt are genetically related to the belt and controlled by combination of structure, lithology and magmatism. Morphology, occurrence and size of ore bodies are directly influenced by the morphology, occurrence and size of the belt. The depression, a favorite ore-host structure, together with other ore-control factors led to formation of thick and rich ore bodies under influence of late Yanshanian magmatic vapor-fluid.

Key Words: granitic depression belt; ore-control mechanism; Gejiu; Yunnan province