

云南金顶铅锌矿床成因研究

张 乾

(中国科学院地球化学研究所)

提 要 本文从金顶铅锌矿床所处的大地构造背景、控矿因素、成矿规律、硫铅同位素组成及矿质来源等方面论证了该矿床是同生沉积成矿作用、沉积—改造成矿作用及后期幔源矿质叠加成矿作用的综合产物,是一个多来源、多成因的超大型复合成因铅锌矿床。

关键词 铅锌矿床 控矿因素 成矿规律 矿质来源 矿床成因

金顶铅锌矿床曾被认为是沉积改造成因的层控矿床^[1,2],也有人认为属于深部老铅后期成矿的后成矿床^[3]。层控成因观点认为该矿床受层位和岩性控制,矿质来源于矿区地层;后成观点认为矿床受构造控制,矿质来源于矿区深部古老变质基底。本文将从该矿床的地质和地球化学等方面进一步探讨矿床成因问题,其结论将有悖于上述各种观点。

1 成矿地质背景

金顶矿区在大地构造单元中位于藏缅歹字型构造体系东支中段偏北与三江南北向构造体系复合部位。按照板块构造理论,该区正处两个大陆板块(中、印板块)碰撞带的接合部位。该构造带是喜马拉雅构造运动表现最为剧烈的构造带。带内地壳持续的升降运动、构造断裂非常发育、岩浆活动频繁,是新生代内生矿床生成的有利场所。

该矿床在区域上位于滇西兰坪—思茅中新世代拗陷带北端,该拗陷带为一南北向展布的断陷盆地,东以潞沙河断裂带为界,西以澜沧江断裂带为界。中生代沉积了从上三叠统到白垩系海相或海陆交互相地层。燕山运动末期,盆地内次级断裂活动形成了次级断陷盆地即新生代断陷盆地,东以泚江断裂带为界,西以大山箐—北莽山断裂带为界,新生代接受陆相沉积。从盆地边缘向中心分布有下第三系古新统云龙组、果郎组砂泥质岩石夹膏盐层。金顶铅锌矿床位于该盆地东部边缘、泚江断裂西侧(图1)。

区内岩浆活动仅限于断陷盆地以外,分布于澜沧江断裂带以西及潞沙河断裂带以东。西部主要有碧罗雪山燕山期花岗岩和石英斑岩、流纹斑岩,东部有印支—燕山期次英安斑岩和喜山期正长岩出露。沿潞沙河断裂带分布有一些喜山期小岩脉。再往东有喜山期基性、超基性岩出露。盆地范围内未见任何期次岩浆岩。

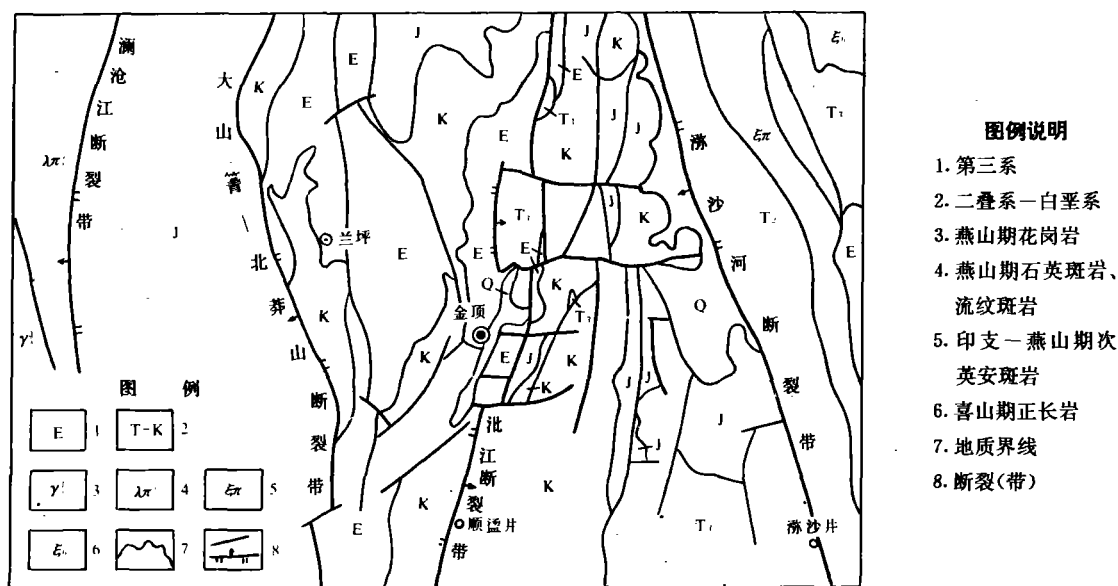


图1 金顶地区区域地质构造略图

Fig. 1 Schematic geotectonic map of Jinding region

2 控矿因素及成矿规律

2.1 构造控矿规律

通过对成矿地质条件的研究,发现该矿床主要受构造控制。构造不但控制了矿体的产出部位和分布规律,而且控制了矿区地层的展布格局。归纳起来,构造控矿主要表现在以下两个方面:

2.1.1 新生代断陷盆地控矿 如图1所示,金顶铅锌矿床位于兰坪—思茅新生代断陷盆地东部边缘附近。该部位古新统云龙组地层为一套陆相盆地含盐沉积建造,是矿区最主要的赋矿层位之一,岩性主要为砂岩、含砾砂岩、细砂岩、砂质泥岩夹多层膏盐层,化石丰富,有机质含量高,大量的天青石可独立成矿。盆地边缘部位是细菌和有机质最为活跃的地方。细菌和有机质的活动可以使大量存在的硫酸盐还原分解,产生硫化物沉淀所需的 H_2S 。因此,该断陷盆地边缘是矿床产出的有利场所。

2.1.2 褶皱与断裂控矿 金顶矿区断裂构造非常发育,这与该区一直处于构造活动带有关。几乎所有的断裂都切割了矿区最新的云龙组地层,说明断裂的产生晚于云龙组地层的沉积时代,可能是喜山期产物,或者是早先形成的断裂发生了多次活动。规模最大的一组断裂与区域构造线方向一致,走向南北,具多次活动特点,错断矿体。该组断裂又被NE向扭性断裂错

断。从各组断裂间的穿切关系来看, F_1 和 F_2 这两条水平推覆断层形成于沱江断裂之后、矿区其他各组断裂之前(图 1、图 2)。该组断层呈东西走向, 倾向北, 仅见于矿区附近。断面波状起伏, 北部陡直, 南部平缓, 加之地形的影响, 矿区南部呈环状形态。在由北向南的逆掩推覆中使盆地北部的中生代地层倒转并逆冲于云龙组地层之上, 形成许多飞来峰构造, 称外来系统, 断层下盘的云龙组地层为正常层序, 称原地系统。从图 2 可以看出, 几乎所有的铅锌矿体都沿 F_2 断层分布, 矿体产状与断面产状一致, 受断裂构造严格控制。

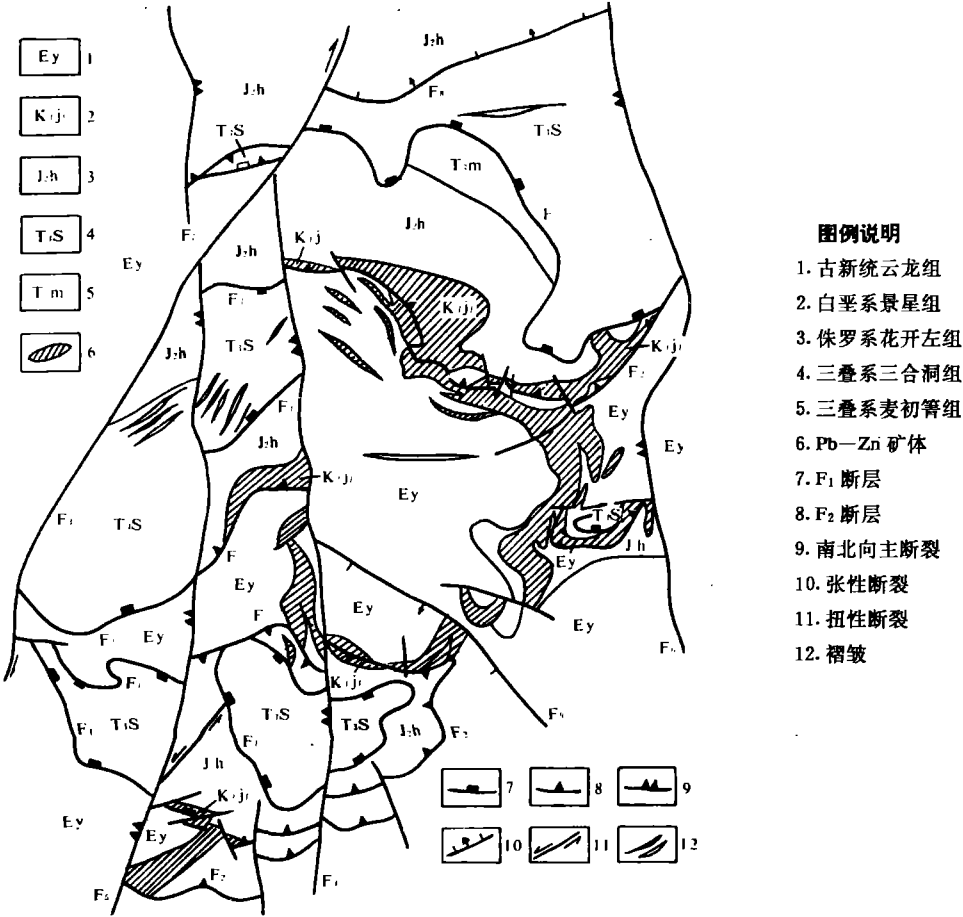


图 2 金顶矿区地质构造略图

Fig. 2 Schematic geological map of Jinding mine area

矿区最主要的褶皱为一宽缓的穹窿构造, 对矿体的就位起重要作用。矿化就发生在该穹窿构造顶部的 F_2 断层中, 断层上盘的中生代泥质岩层对矿液起屏蔽作用。

2.2 岩性控矿规律

该矿床在受构造控制的同时, 还严格地受岩性控制。矿化均发生在穹窿顶部控矿断层两侧

有利的岩性段即 Eyb 及 k_{1j_1} 的砾屑灰岩及砂岩中。如 F_1 和 F_2 同为两条性质相同的推覆断层, F_1 所穿过的地层以泥质岩石为主, F_2 则以砂岩类岩石为主, 后者较前者易于交代成矿, 因而矿化均沿 F_2 断层发生, 而 F_1 断层中没有矿化。 F_2 断层中的矿化也受岩性控制。该断层穿过的地层有 Eyb、 k_{1j_1} 、 J_2h 、 T_3s 几个层位。矿化仅限于 Eyb 层和 k_{1j_1} 层, 因 k_{1j_1} 存在的地方, k_{1j_1} 和 Eyb 均被矿化, k_{1j_1} 常全层矿化, J_2h 、 T_3s 与 Eyb 接触时, 矿化仅限于 Eyb 层而不进入 J_2h 及 T_3s 层。

从岩性看, Eyb 主要为砾屑(灰岩角砾)砂岩、砂岩, k_{1j_1} 主要为灰色石英砂岩。相对于 J_2h 和 T_3s 的砂质泥岩及泥岩, Eyb 和 k_{1j_1} 更有利于成矿, 加之断层挤压破碎后, 为矿液的渗透、充填交代创造了良好条件。

总之, 该矿床受陆相盆地、穹窿构造、推覆断层三位一体的构造与断层两侧有利的岩性段这种双重作用控制。

2.3 同生沉积成矿特征

该矿床具有与其他沉积改造铅锌矿床如凡口等类似的矿物组成, 闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿为其主要金属矿物, 石英、方解石、石膏、天青石为主要非金属矿物, 显示了简单的矿物组合, 这是大多数沉积改造铅锌矿床所共有矿物组合特点。除此之外, 该矿床的沉积成矿特征还表现在:

a 矿体均产在 F_2 断层附近的固定层位及岩性内, 呈层状、似层状, 产状与地层一致。

b Eyb 层中的灰岩型矿石中, 存在黄铁矿的胶状、鲕状、草莓状、球粒状等组构, 这种矿石一般位于矿体边缘或为矿体附近 Eyb 中的矿化岩石。在这些部位, 矿石较贫, 金属矿物颗粒较小, 呈浸染状。这种矿石中, 闪锌矿也常见呈鲕状、环带状、环带之间有时见夹有非金属杂质。在富矿石及 k_{1j_1} 中的砂岩型矿石中未发现这种组构。

c 笔者研究该矿床 Eyb 层中的细粒方铅矿、鲕状、环带状闪锌矿的 Ag、Sb、Bi、Cd、Fe、Mn、Se、Te、Ga、In 等微量元素, 显示出与其他沉积改造铅锌矿床相同的特征^[4]。

上述特征表明, 金顶铅锌矿床在沉积阶段就已发生了沉积成矿作用, 这一作用发生在 Eyb 地层沉积的同时, 形成了初等规模的沉积矿床, 这或许就是该矿床的原始雏形。

2.4 后期热液叠加成矿特征

断裂构造控矿表明矿床是由含矿热液沿断裂充填交代形成的。下列现象表明后期热液交代成矿的特征: a 某些含矿脉体与地层产状的不一致性表明它们是在地层成岩之后形成的。这些脉体大多是沿构造裂隙充填的。在北厂矿段沿裂隙充填的方铅矿脉中, 细粒致密的方铅矿在镜下呈条带状, 定向观察发现这些条带呈近水平状, 与地层层理有 $20\sim 25^\circ$ 夹角。b 自形半自形粗晶方铅矿闪锌矿与石英方解石的共生表明它们是从热液中一同结晶出来的。c 网脉状矿石、角砾状矿石构造表明热液充填作用。d 普遍存在的交代熔蚀现象。热液交代现象广泛见于灰岩型矿石中、常见金属矿物的相互交代以及金属矿物交代熔蚀石英、方解石等。通常把砂岩型矿石中的胶结结构视作沉积组构, 然而在镜下发现, 这种胶结结构中, 可见方铅矿闪锌矿交代砂岩钙质胶结物及溶蚀石英碎屑的现象, 尤其是呈交代残余状的钙质胶结物的存在说明这种胶结结构亦有可能是后期的充填交代形成的。e 矿石中硫化物与方解石等交互生长构成的管状晶洞构造, 可能是热液降压沸腾气体溢出的证据。f 方解石、石英、闪锌矿等矿物中含有大量的气液包裹体, 大小在 $5\sim 10\mu$ 之间, 均一温度在 $140\sim 350^\circ\text{C}$ 之间, 盐度在 $7\sim 14.6\text{NaClwt}\%$ 之

间,个别见 NaCl 子矿物。液相成分以 SO_4^{2-} 为主,含量达 1600ppm,其余均较低。据天青石包体水的 H、O 同位素组成(δD 为 -101‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -8.6‰)判断成矿流体主要为大气降水或盆地封存的地层水。要肯定这一点还需要进一步验证。

2.5 F_2 推覆断层既是容矿构造,又是导矿构造

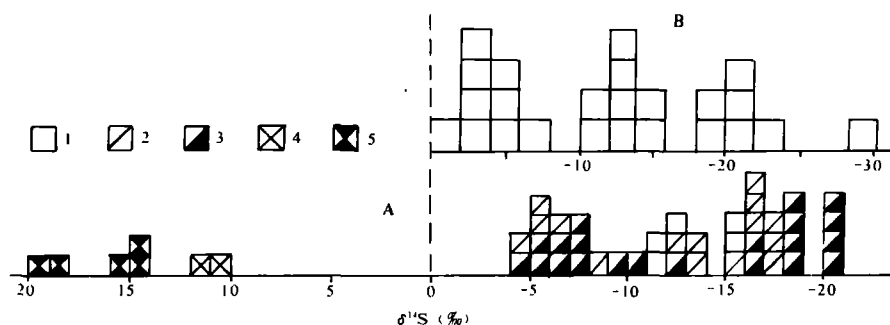
矿区北部北厂矿段, F_2 推覆断层向北陡倾,根部下延至 800m 深处仍见矿化。往南至架崖山、峰子山矿段,断面弯曲,产状平缓,矿体裸露地表。另外,铅锌矿化具有与一般岩浆热液铅锌矿床类似的垂直分带现象,矿体上部富铅,下部富锌。由此判断,后期叠加成矿的矿液是沿 F_2 断层从北(深部)向南(浅部)运移的。当运移至穹窿顶部的 F_2 断层时,温度压力下降,硫化物晶出,通道前缘被阻塞,致使北部矿体下延很深。

泚江断裂也可能起了导矿构造的作用。在矿液进入 F_2 断层之前,可能先沿泚江断裂上升,在矿区北部某个部位与 F_2 断层相通处进入 F_2 断层继而成矿。

3 成矿物质来源

3.1 硫同位素组成及硫的来源

金顶铅锌矿床 41 件硫化物样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值全为负值,变化于 $-4\sim-20.5\text{‰}$ 之间,平均约 $-$



A-本文:1. 黄铁矿 2. 闪锌矿 3. 方铅矿 4. 石膏 5. 天青石 B-白嘉芬等(1985)

图3 金顶铅锌矿床硫同位素组成直方图(一个方格代表一个样品)

Fig. 3 $\delta^{34}\text{S}$ plot of Jinding Pb-Zn deposit

16.2‰, 离差大, 总体上不具塔式分布特点(图3)。其中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-11.4\sim-15.9\text{‰}$, 平均 -13.24‰ , 闪锌矿为 $-4.2\sim-17.8\text{‰}$, 平均 -14.43‰ , 方铅矿为 $-4\sim-20.5\text{‰}$, 平均 -18.76‰ 。因此认为该矿床的硫来自硫酸盐的细菌还原和分解似乎无可争议。但从图3可以看出, 大致在 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -6 、 -12.5 、 -18‰ 处出现三个峰值, 构成三个独立的塔式分布。也就是说, 一部分样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值靠近零值, 这部分样品主要是粗晶方铅矿和闪锌矿。因此, 这部分硫很可能是后期热液带来的硫, 如深部岩浆成因硫。

矿体及围岩中大量硫酸盐矿物如天青石、石膏等的 $\delta^{34}\text{S}$ 值在 $+10\sim+20\text{‰}$ 之间, 平均约为

+16.5‰(图 3A)。在这种硫化物和硫酸盐共存的矿床中,判断硫源时,应考虑到矿床总硫的性质。因此假定:a.矿床的硫全部来自盆地硫酸盐的还原和分解,用 Rye 等(1974)计算矿床总硫的方法^[5],粗略估算,该矿床的总硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}_{\text{总}}$ 约在+3~+7‰之间,这一总硫性质与硫酸盐富含重硫的情况不太相符。一般来说,硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为远离零值的正值,故此假定与前述矿床实际不符;b.硫化物硫的 2/3 来自硫酸盐的还原和分解,用同样方法计算,矿床的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{总}}$ 约在+10~+14‰之间,距离零值渐远,总硫中重硫比例增高,较符合于硫酸盐富含重硫的情况。尽管估算很粗略,但也说明矿床中一部分硫可能是来自深部的非生物成因硫。

3.2 铅同位素组成及铅的来源

金顶铅锌矿床的铅同位素资料较多(表 1),但以前的铅同位素测定对象主要为粗粒易选的方铅矿。笔者特意挑选了 Eyb 层灰岩型矿石中与草莓状黄铁矿共生的细粒方铅矿(粒径小于 0.1mm,表 1 中序号 1、2)和作为 k_{ij} 砂岩型矿石中石英碎屑胶结物的方铅矿(序号 3、4、5),其结果出乎意料地与粗晶方铅矿不同,代表了两种完全不同的铅同位素组成。

a. 地壳源铅:前述 5 个样品为代表,前人资料中有 2 个样品,铅同位素组成特点是: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值大于 15.6,变化于 15.612~15.637 之间, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.5~18.60, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 38.30~38.64。

b. 地幔源铅:共 34 个样品,主要为灰岩型及砂岩型矿石中的粗晶方铅矿,铅同位素组成均一稳定,绝大多数样品的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值在 15.3~15.5 之间,均小于 15.6, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.03~

18.40, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.8~38.44,与洋中脊玄武岩的铅同位素组成($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.0~18.7, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.3~15.5, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37.0~38.3)非常接近,与三种来源铅比较,绝大部分样品都位于洋脊玄武岩铅区域内(图 4)。而地壳源铅位于海洋化学沉积与锰结核铅区域(图 4A)或很分散(图 4B)。

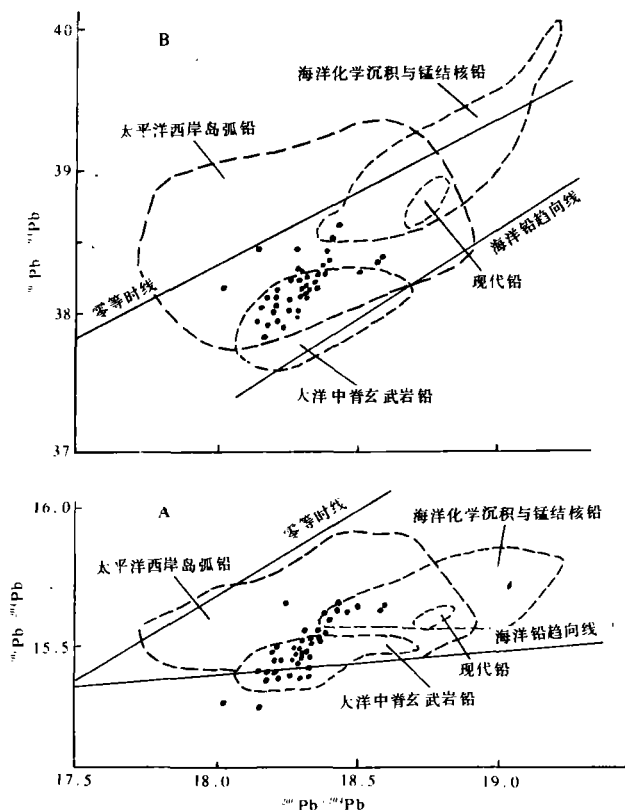


图 4 金顶铅锌矿床铅同位素组成与三种来源铅的比较(据陈毓蔚等)

Fig. 4 A comparison of Pb-isotope of Jiding Pb-Zn deposit with three type lead (after Chen Yuwei et al, 1980)

表 1 金顶铅锌矿床方铅矿铅同位素组成

Table 1 Pb isotope composition of galena from Jinding Pb-Zn deposit

序号	样品号	产 状	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	模式年龄(Ma)	资料来源
1	82j-31	Eyb 中与草莓状黄铁矿共生	18.588	15.617	38.321	60	本文
2	82j-33	Eyb 中与球状黄铁矿共生	18.600	15.622	38.359	70	
3	82j-2	k _{1j1} 砂岩型矿石中石英胶结物	18.400	15.612	38.463	190	
4	82j-11	k _{1j1} 砂岩型矿石石英胶结物	18.420	15.628	38.536	200	
5	顶-4	砂岩型矿石石英碎屑胶结物	18.416	15.637	38.639	220	
6	Yn-91	灰岩型矿石粗晶方铅矿	18.32	15.45	38.23	5	
7	Yn-31	灰岩型矿石粗晶方铅矿	18.03	15.27	38.17	-	
8	Ty-37		18.283	15.463	38.297	40	云南省地 矿局资料
9	Ty-38		18.222	15.423	38.093	7	
10	Ty-39		18.208	15.377	38.007	-	
11	Ty-40		18.214	15.400	38.046	1	
12	Ty-41		18.138	15.252	37.921	-	
13	Ty-42		18.169	15.362	38.042	-	
14	Ty-43		18.265	15.410	38.226	3	
15	Ty-44		18.289	15.421	38.301	5	
16	Ty-45		18.286	15.453	38.443	10	
17	Ty-46		18.220	15.407	38.155	5	
18	Yn10-1		18.17	15.34	37.80	-	
19	Yn-10		18.29	15.35	38.12	-	
20	Yn13-1		18.31	15.47	38.13	15	
21	Yn16-1		18.29	15.50	38.22	34	
22	Yn16-2		18.21	15.37	37.93	-	
23	Yn-16		18.27	15.47	38.12	32	
24	Yn-23		18.27	15.44	38.03	8	
25	Yn-25		18.24	15.40	37.90	4	
26	Yn-31		18.32	15.50	38.18	29	
27	Yn-31-1		18.35	15.52	38.28	32	
28	Yn38-2		18.28	15.45	38.04	30	
29	Yn-41		18.37	15.54	38.32	42	
30	Yn41-1		18.29	15.45	37.99	29	
31	Yn41-2		18.40	15.55	38.36	40	
32	Yn42-2		18.35	15.53	38.29	35	
33	Yn-45		18.35	15.52	38.17	37	
34	Yn46-2		18.31	15.49	38.16	30	
35	Yn-55		18.35	15.51	38.20	32	
36	Yn-59		18.19	15.39	37.89	-	
37	Yn-61		18.32	15.50	38.17	31	
38	Yn-87		18.33	15.49	38.15	30	
39	顶-1		18.19	15.40	38.11	6	
40	顶-2		18.15	15.63	38.48	400	
41	顶-3		18.52	15.63	38.30	145	

利用 Zartman 等人的铅构造模式^[7], 将该矿床铅同位素组成与地幔铅、造山带铅、上、下地壳铅比较 (图 5), 前述地壳源铅均位于上地壳铅与造山带铅演化线之间, 说明该矿床的地壳源铅是处于造山带同位素交换场所的上地壳铅, 这与该区位于喜山期造山带是一致的。根据笔者采集的地壳源铅样品的地质产状判断, 这些地壳源铅有两种可能的成因: a. 同生沉积成因如 Eyb 中与草莓状黄铁矿共生的细粒方铅矿; b. 成岩及后期改造成因, 如 k₁h 砂岩型矿石中作为石英碎屑胶结物的方铅矿, 因为镜下可见方铅矿是交代钙质胶结物的。图 5 中地幔源铅均位于地幔铅演化线的端点或其延长线上, 其分布与地壳源铅截然不同。根据地质产状, 这部分铅主要是粗晶方铅矿的铅。显然, 这部分铅不是同生沉积成因形成的, 而是在同生沉积形成以地壳源铅为主的初具规模的矿床 (或矿化层) 之后, 由另一次成矿作用叠加上去的。

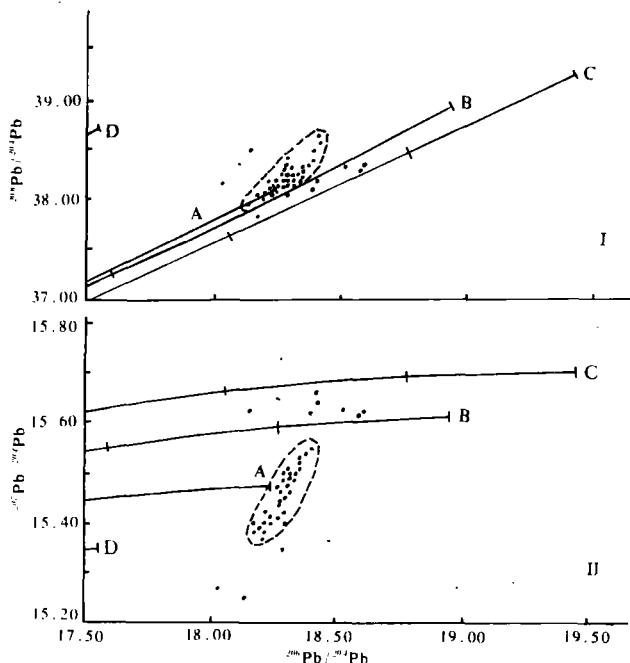


图 5 金顶铅锌矿床铅同位素组成与地幔铅 (A)、造山带铅 (B)、上地壳铅 (C) 和下地壳铅 (D) 的比较 (据 Zartman 等, 1982)

Fig. 5 A Comparison of Pb-isotope of Jinding Pb-Zn deposit with mantle lead (A), orogene lead (B), upper crust lead (C) and lower crust lead (D) (after Zartman, 1982)

4 铅同位素模式年龄讨论

该矿床的铅同位素组成曾被认为是单阶段正常铅^[2], 因而原用单阶段查表法计算其模式年龄, 其结果相当一部分样品的模式年龄为负值, 前述地幔铅的另一部分样品的模式年龄在 20~80Ma 间, 地壳铅样品的模式年龄在 80~290Ma 间, 以前对模式年龄的处理是将 20~80Ma 勉强说成是与云龙组地层沉积时代相当, 根本忽略了 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 大于 15.6 的这些地壳铅。

进一步研究发现, 如果地球年龄取目前较为公认的 4570Ma, 初始同位素比值 a_0 取 9.307、 b_0 取 10.294、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 对 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 作图, 该矿床所有的样品都落在远离单阶段零等时线的右边 (图 6), 单阶段模式年龄全为负值。说明这种铅已不是单阶段演化的铅, 而是多阶段铅^[8]。图 6 是根据 Stacey 等 (1975) 的两阶段模式^[9]绘制的。该矿床地壳源铅样品沿 $\mu=9.74$ 的两阶

段增长线分布,而地幔源铅样品沿两阶段零等时线分布, μ 值低于地壳源铅。根据这一模式计算的两阶段模式年龄见表 1。结果表明,地壳源铅样品中,与草莓状黄铁矿共生的两个方铅矿模式年龄各为 60 和 70Ma,作为砂岩型矿石石英碎屑胶结物的 3 个方铅矿模式年龄为 190~220Ma,另有一个样品为 145Ma,一个为 400Ma。地幔源铅样品中,15 个样品模式年龄在 29~40Ma 间,其余均小于 15Ma 或为负值。

这组模式年龄与表 2 所列地质时代及矿区地层对比,

可以看出:30~40Ma 大致相当于喜山运动早期,矿区未见这一时限地的层;60~70Ma 相当于下古新统,与矿区云龙组地层沉积时代相当;145Ma 大致相当于中侏罗世,与矿区 J_2h 地层时代接近;190~220Ma 即与矿区三叠系地层时代比较吻合。就铅同位素模式年龄建立这种一一对应关系似乎是不严密的,但由此也可以看出,该矿床两种来源的铅有其不同的模式年龄,地幔铅成矿晚于地壳铅,与草莓状黄铁矿共生方铅矿模式年龄与地层时代的一致性也为同生沉积成因提供了证据,而作为石英碎屑胶结物的方铅矿模式年龄与砂岩地层时代(K_1)间大的差异表明,这种铅可能是成岩及后期改造形成的。也就是说,该矿床除同生沉积、后期热液叠加外,还存在一次沉积改造作用,这一作用可能使中生代地层中的铅活化,迁移并富集于砂岩型矿石中。

利用铅模式年龄确定成矿年龄是很不准确的,然而以下理由使得 30~40Ma 近似地作为地幔铅叠加成矿年龄可能较为合适:a. 矿区最新的围岩(地层)为古新统云龙组,时代上限应大于 55Ma,断裂控矿表明地幔铅成矿晚于地层沉积时代;b. 地幔铅成矿与 F_2 断层有生成关系,该断层是 E_{yb} 地层沉积成岩之后发生的,断面两侧的岩石均明显破碎,形成构造角砾岩、碎裂岩,矿化发生于该断裂两侧的有利岩性中,矿石矿物尤其是粗晶方铅矿闪锌矿中未发现受力变形破碎现象,说明矿化是继 F_2 断层之后发生的;c. 30~40Ma 是喜山运动的早期阶段,剧烈的构造运动易造成幔源岩浆的侵入,在此期间成矿并形成构造控矿的可能性大于在此之前的构造相对平静期。

与草莓状黄铁矿共生的方铅矿的铅模式年龄(60~70Ma)可作为同生沉积成矿的证据之一。这组年龄值是笔者新的发现。砂岩型矿石中作为石英碎屑胶结物的方铅矿,其模式年龄(145Ma,190~220Ma)虽不代表方铅矿的形成时代,但镜下见到的方铅矿对石英碎屑的熔蚀及

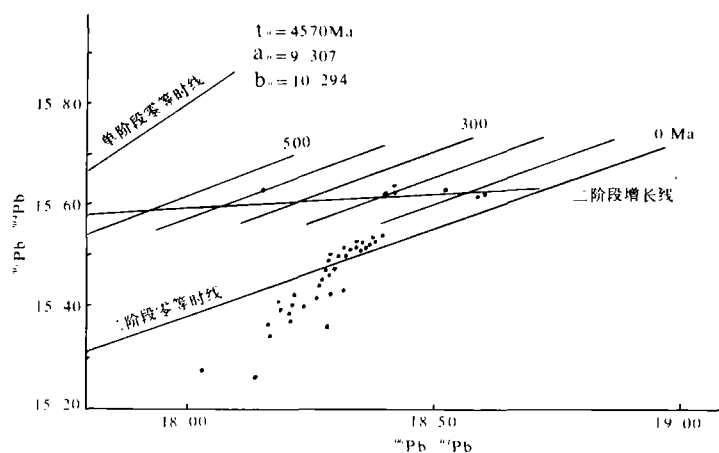


图 6 金顶铅锌矿床铅同位素组成(两阶段线据 Stacey 等,1975)

Fig. 6 Pb isotope composition of Jinding Pb-Zn deposit

(after Stacey et al., 1975)

对砂岩钙质胶结物的交代熔蚀等现象说明这种方铅矿并非同生沉积的产物,可能是后期的一次改造事件使矿区中生代地层中的铅富集成矿的。与这种情况类似的是在许多后成及沉积改造型矿床如柴河、凡口、茶洞等矿床中,总有一组铅模式年龄与矿源岩时代一致。

需要说明的是,铅同位素模式年龄对金顶这样的矿床只能作为参考。本文的主要目的在于说明该矿床存在几种不同类型的铅同位素组成,亦即该矿床铅的来源是多源的。因为本文的铅模式年龄不同于文献资料中的结果(20~80Ma),所以讨论中仍以本文结论为线索。

表 2 金顶矿床铅模式年龄与地质时代对比表(Ma)^[10]

Table 2 Comparising table of lead model age (Ma) of Jinding Pb-Zn deposit with the geological time

库尔普(1960)	霍姆斯(1964)	国际地质年代委员会(1967)	构造运动	矿区地层	铅模式年龄
中新统 23	26	2522	喜马拉雅(阿尔卑斯)	缺失	30~40
渐新统	上 31~32 下 37	37±2			
始新统	上 45 中 49 下 54	58±4			
古新统	上 58.5 下 65	67±3		云龙组(Ey)	60~70
白垩系	上 100 下 136	137±5		K _{2n} -K _{2h}	145
侏罗系上	上 162	燕山		k _{1j1}	
罗中	中 172			缺失	
系下	下 190~195			J _{2h}	
	下 205			缺失	
三叠系	上 215 中 225	195±5		T ₃ S、T ₃ m	190~220
	下 230±10	230±10		缺失	

5 矿床成因讨论

5.1 成矿地质条件分析

5.1.1 矿床形成的构造条件 前已述及,金顶矿床位于中、印两个大陆板块碰撞带的接合部位,该构造带是新生代活动较为剧烈的构造带,中生代之后一直处于造山作用阶段,断裂构造非常发育。一般来说,剧烈活动(以造山作用为主)的构造带不利于形成大型—超大型同生沉积矿床,而形成内生矿床和改造型矿床则较为有利。

区内主构造线呈南北向,是控制中、新生代断陷盆地的主要地质构造。矿区所处的新生代陆相断陷湖盆边缘是生物活动的有利场所,生物的活动有利于形成还原环境,汇集到该还原环境中的铅锌等金属有可能与生物分解的 H₂S 结合沉淀成矿。前述草莓状黄铁矿及共生的方铅矿(铅为地壳铅)就是这方面的例子。该矿床的同生沉积成矿可能类似于这种情况。砂岩型矿石的某些特征如胶结结构等似乎是同生沉积的依据,然而在砂岩型矿石(如北厂矿段)中交代

熔蚀及沿砂岩裂隙充填的方铅矿脉体也是常见的,铅同位素组成与粗晶方铅矿明显不同, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 大于 15.6,说明一次改造成矿事件的存在。湖盆边缘大量生物的分解及其他构造因素都可为改造成矿提供热源。

在同生沉积和改造成矿的基础上,沱江断裂、推覆断层、盆地边缘及其穹窿体等多种构造的复合和配套为幔源铅叠加成矿创造了有利的构造条件。东西走向的推覆断层使沱江断裂断开错位,二者连通,构成了有利的矿液循环与运移体系。盆地边缘生物及有机质的分解为矿质沉淀提供了 H_2S 。穹窿构造顶部的推覆断层破碎带为矿质提供了储存空间。根据矿区地质情况,地表不存在能够提供幔源矿质的地质体,因而推测幔源矿质来源于深部(如深部可能存在幔源岩体),是沿多次活动的沱江断裂上升继而导入与其相通的推覆断层。

5.1.2 矿床形成的地层及岩性条件 金顶矿床主矿体都赋存在 F_2 推覆断层两侧的有利层位及岩性段中,即 E_{yb} 和 k_{ij1} 两个层位的砾屑砂岩及砂岩中,上覆的 J_2h 、 T_3S 层位的泥岩、灰岩可能起了屏蔽作用。其原因主要有 a. E_{yb} 和 k_{ij1} 层的砾屑(灰质角砾)砂岩及砂岩(钙质胶结)相对于上覆泥岩更易于交代成矿;b. E_{yb} 层位为含盐层,富含大量有机质及 H_2S ,形成有利于硫化物沉淀的还原环境并能提供充足的硫与金属结合。

另外,该区深部存在幔源矿质供给源也是形成金顶矿床必不可少的条件。

5.2 成矿作用浅析

根据前面的讨论,金顶铅锌矿床的形成至少经历了以下三种成矿作用:

5.2.1 同生沉积成矿作用 形成了初具规模的矿层或矿化层,与围岩地层(E_{yb})同时沉积。主要证据有:矿体呈层状、似层状,受一定层位和岩性控制,现存者主要为位于 E_{yb} 灰岩型矿体边部附近的贫矿石,矿石中沉积组构如草莓状、鲕状、球粒状黄铁矿、闪锌矿发育,地壳源铅同位素组成,两阶段模式年龄与 E_{yb} 地层沉积时代吻合。

5.2.2 沉积改造成矿作用 发生于同生沉积成矿或地幔铅成矿之后,主要是矿区地层中的铅锌等矿质活化、转移,以形成具胶结结构的砂岩型矿石为主。其证据主要有:具胶结结构的砂岩型矿石中的方铅矿、闪锌矿是充填交代砂岩钙质胶结物而形成的,镜下可见钙质胶结物交代残余,矿石矿物对砂岩石英碎屑有熔蚀现象,充填于砂岩裂隙中的极细粒方铅矿脉中见有隐条带状构造,条带与砂岩层理斜交,上述产状的方铅矿铅同位素组成为地壳源铅。

5.2.3 幔源铅叠加成矿作用 幔源铅沿断裂带(沱江断裂和 F_2 断裂)上升,叠加于沉积矿体之上,使矿床变富,形成现代规模矿床。该期成矿可能发生在喜山早期。主要证据有:粗晶方铅矿、闪锌矿组成的块状富矿石与沉积及改造形成的矿石形成鲜明的对照,这些粗晶富矿石沿 F_2 断裂两侧分布,受构造控制,并形成充填型脉状、网脉状矿体;粗晶方铅矿闪锌矿的部分 $\delta^{34}\text{S}$ 值靠近零值,铅同位素组成截然不同,为地幔源铅,模式年龄小于地层沉积时代。

总起来说,金顶矿床是多种成矿作用综合的产物,成矿物质既有壳源又有幔源,既有同生沉积成矿和热液改造成矿,又有幔源叠加成矿。正是在有利的成矿地质条件下,多来源的矿质经不同期次、不同方式的成矿作用叠加在一起,才得以形成金顶超大型铅锌矿床。因此,该矿床可称之为同生沉积——热液改造——幔源叠加型复合成因铅锌矿床。

文中引用了一些学者的观点和资料,野外得到了云南省地矿局第三地质队的大力支持,涂

光炽教授对该项工作提出了许多宝贵意见,在此表示衷心的感谢。

参考文献

- 1 涂光炽等,《中国层控矿床地球化学》第1卷,北京,科学出版社,1984,13~69
- 2 白嘉芬、王长怀、纳荣仙,云南金顶铅锌矿床地质特征及成因初探,矿床地质,4(1)1985,1~10
- 3 吴太平,云南省金顶铅锌矿床地球化学特征,地质研究,(2)1988,36~38
- 4 张乾,方铅矿、闪锌矿的微量元素及其在划分铅锌矿床成因类型中的地球化学意义。地球化学(英文版),6(2)1987,177~190
- 5 Rye, R. O. and Ohmoto, H., Sulfur and Carbon isotopes and ore genesis: A review. Econ. Geol. 69(6)1974,826~842
- 6 陈毓蔚、毛存孝、朱炳泉,我国显生代金属矿床铅同位素组成特征及其成因探讨,地球化学,(3)1980,215~229
- 7 Zartman, R. E. and Doe, B. R., Plumbotectonics—the model, tectonophysics, 75,1981,135~162
- 8 陈毓蔚、朱炳泉,矿石铅同位素组成特征与中国大陆地壳的演化。中国科学(B辑),(3)1984,270~277
- 9 Stacey, J. S. and Kramers, J. D., Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet Sci, Letter, 26,1975, 207~221
- 10 涂光炽等,《地球化学》,上海科学技术出版社,1984,132~133

A STUDY ON GENESIS OF JINDING Pb-Zn DEPOSIT IN YUNNAN PROVINCE

Zhang Qian

(Institute of geochemistry, Academia Sinica)

Abstract

Jinding Pb-Zn deposit is geotectonically located in the contact zone of China Plate and India Plate. In the mine area took place Mesozoic-Cenozoic fault basin, arch, nappe and fault. Such concentration of tectonics is favourable for mineralization in the area. The deposit is doubly controlled by tectonics and proper lithologies on both sides of the nappe structure. It is characterized by endogenic and epigenic mineralization. Sulfur of sulfide is mainly derived from reduction of sulfate in marine basin by bacteria. Maybe, some comes from the hypogene. Pb isotope of galena can be divided into crust lead and mantle lead. Geological and geochemical characteristics show that Jinding deposit is a multiple genesis, super-sized Pb-Zn deposit formed by symsedimentation and later reformation.