

# 论底苏铅锌矿床的“双源”沉积 改造成矿模式\*

朱赖民<sup>1</sup> 栾世伟<sup>2</sup> 袁海华<sup>2</sup> 戚华文<sup>1</sup>

(1 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳 2 成都理工学院, 成都)

**提 要:** 底苏铅锌矿床是近年来发现的。该矿床具“双源”沉积改造特征。同生沉积成岩成矿阶段同时存在海底热水和正常海水沉积作用, 形成热水沉积矿石及矿源层。大气降水热液改造成矿阶段, 大气降水沿岩石裂隙下渗被加热并淋滤早期沉积矿石及矿源层中的 Pb、Zn, 使之以  $[PbCl_2^0]$ 、 $[ZnCl_2^0]$  迁移, 当含矿热液运移至有利构造部位时, Pb、Zn 络合物交代地层中的黄铁矿或被有机质还原而再沉淀成矿。本文在矿床地球化学研究基础上, 提出了底苏铅锌矿床的成矿模式。

**关键词:** 地球化学 “双源”沉积改造 成矿模式 四川

底苏铅锌矿床位于四川省金阳县境内。该矿床为 1991 年新发现的, 矿区工作程度较低。我们以四川地矿局“八五”科研项目——康滇地轴东缘铅锌矿床成矿规律及靶区预测为契机, 首次开展了对该矿床地球化学的研究, 结合获得的首批测试数据, 建立了该矿床的成矿模式。

## 1 地质背景

底苏铅锌矿床位于扬子地台西南缘, 康滇地轴东缘金阳—会东拗陷盆地中。区域地层除下、中三叠统、石炭系下部、下志留统缺失外, 前震旦系至第四系均有出露。区域地层中 Pb、Zn 元素含量普遍较高, 与地壳同类岩石平均丰度相比, Pb 丰度系数通常为 2~7, Zn 为 1~5<sup>[1]</sup>。矿床层控性明显, 矿体呈层板状赋存于震旦系灯影组上段白云岩中 (图 1)。矿区地层从上震旦灯影组上段至下寒武统沧浪铺组均有出露。灯影组 ( $Z^b d$ ) 主要为一套白云岩, 筇竹寺组 ( $\epsilon_{1q}$ ) 及沧浪铺组 ( $\epsilon_{1c}$ ) 主要为一套砂页岩。矿区构造简单, 矿体位于近 SN 向的 F4 层间破碎带中, 矿区东侧的 F1、F2、F3 断裂为成矿后压扭性断裂, 与成矿关系不大。矿床形成可分三个成矿阶段。

(1) 沉积成岩成矿阶段 (I): 主要形成石英、闪锌矿、黄铁矿等矿物组合。该阶段代表矿石的构造为条带状、斑点状及浸染状。这类矿石富含硅质, 实质上是含硫化物的硅质岩。我们曾对含硫化物硅质岩从构造环境、岩石学、微量及稀土元素地球化学等方面进行了对比研究<sup>①</sup>, 认为这种含硫化物硅质岩 (同生沉积矿石) 属热水沉积产物, 其铅锌成矿金属来源于富

\* 四川地矿局八五科研项目 (85-01-1) 资助

朱赖民, 男, 1966 年生, 博士后, 从事矿床地球化学研究。邮政编码: 550002

① 朱赖民、栾世伟、袁海华, 1994, 四川底苏、大梁子铅锌矿床含硫化物硅质岩热水沉积地质地球化学标志, 矿物岩石地球化学通讯, (1)

1996-11-18 收稿, 1997-04-14 修改回

含铅锌及硅质的海底热水沉积物。

(2) 热液改造主成矿阶段(Ⅱ)：主要矿物共生组合为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿、石英、方解石。此阶段为矿床主要富集矿化阶段，代表矿石类型为热液改造型致密块状矿石。

(3) 热液改造晚成矿阶段(Ⅲ)：主要形成闪锌矿、石英、方解石、方铅矿等矿物组合，该阶段代表矿石类型为细脉状、网脉状矿石。

## 2 成矿地球化学与成矿物质来源

### 2.1 铅锌来源

(1) 铅同位素地球化学：对不同成矿阶段的闪锌矿、方铅矿、铅锌矿石及地层岩石进行铅同位素分析(表 1)。I 阶段闪锌矿(样号 Q031、Q032)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  分别变化于 18.352~18.684(极差为 0.332)，16.133~16.532(极差为 0.399)，39.121~39.360(极差为 0.239)；矿石(Q011、YD07、YD08)变化于 18.121~18.259(极差为 0.138)，15.659~15.852(极差为 0.193)，38.240~38.725(极差为 0.485)。II 阶段闪锌矿(X002、PR01)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  分别变化于 18.121~18.146(极差为 0.025)，15.641~15.652(极差为 0.011)，38.174~38.210(极差为 0.036)；方铅矿(P015、P017)分别为 18.326~18.344(极差为 0.018)，15.914~15.954(极差为 0.040)，38.985~39.082(极差为 0.097)；矿石(X021、YD<sub>2c</sub>D04)全岩铅分别为 18.125~18.371(极差为 0.246)，15.626~15.829(极差为 0.203)，38.070~38.716(极差为 0.646)。III 阶段闪锌矿(P014)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  分别为 18.102、15.680、38.145，矿石全岩铅(P011、Q012)分别为 18.145~18.242(极差为 0.097)，15.612~15.641(极差为 0.029)、38.110~38.145(极差为 0.035)；方铅矿(Q012、Q014、Q013)分别为 18.330~18.466(极差为 0.136)，15.888~16.053(极差为 0.165)，38.920~39.394(极差为 0.474)。地层岩石(会理群千板岩 I-I'B、灯影组白云岩 I-I'45)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  分别为 18.242~18.336(极差为 0.094)，15.597~15.738(极差为 0.141)，38.228~38.671(极差为 0.443)。

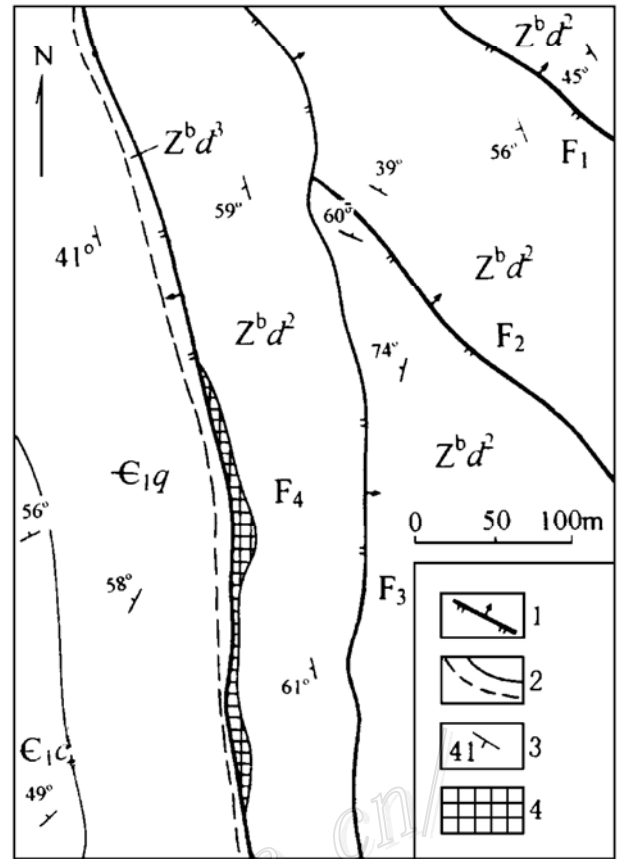


图 1 底苏矿床地质简图

(据攀西地质大队资料)

$Z^b d^2$ 、 $Z^b d^3$ —上震旦统灯影组中段、上段； $\epsilon_{1q}$ —下寒武统筇竹寺组； $\epsilon_{1c}$ —下寒武统沧浪铺组；1—断层；2—推测(虚线)、实测(实线)地质线；3—地层产状；4—铅锌矿体

Fig. 1. Geological sketch map of the Disu ore deposit.

$Z^b d^2$ 、 $Z^b d^3$ —Middle Member, Upper Member of Upper Sinian Dengying Formation;  $\epsilon_{1q}$ —Lower Cambrian Qiongdisi Formation;  $\epsilon_{1c}$ —Lower Cambrian Canglangpu Formation; 1—Fault; 2—Inferred (borken line), measured (soild line) geological boundary; 3—Attitude of strata; 4—Orebody.

表1 矿床铅同位素组成

Table 1. Lead isotopic composition of the ore deposit

样号	矿石与岩石	铅同位素组成及源区特征值						$t_{H-H}$ 模式年龄 / ( $10^6$ a)
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\mu$	$\omega$	$\kappa$	
Q012	方铅矿	18.446	16.021	39.347	9.88	44.56	4.36	626
Q014	方铅矿	18.466	16.053	39.394	9.94	44.98	4.37	646
Q013	方铅矿	18.330	15.888	38.920	9.64	42.03	4.21	560
P015	方铅矿	18.344	15.954	39.082	9.76	43.33	4.30	623
P017	方铅矿	18.326	15.914	38.985	9.67	42.60	4.26	592
I - I'45	硅质白云岩	18.336	15.738	38.671				
Q011	细脉浸染状矿石	18.259	15.852	38.725	9.58	41.23	4.16	569
X021	块状矿石	18.261	15.829	38.716	9.54	40.94	4.15	542
YD <sub>2c</sub> D04	角砾状矿石	18.371	15.740	38.619	9.37	39.31	4.06	400
YD <sub>2c</sub> D05	角砾状矿石	18.125	15.626	38.070	9.17	36.96	3.90	404
I - I'B	千枚岩	18.242	15.597	38.228				
P011	细脉状矿石	18.151	15.612	38.110	9.14	36.85	3.90	367
Q012	细脉状矿石	18.145	15.641	38.145	9.20	37.32	3.93	407
YD08	斑点状矿石	18.150	15.693	38.297	9.29	38.44	4.07	465
YD07	层块状矿石	18.121	15.655	38.240	9.22	37.99	3.99	441
P014	闪锌矿	18.102	15.680	38.145	9.27	37.92	3.96	484
Q032	闪锌矿	18.352	16.532	39.121	10.87	49.68	4.41	1172
Q031	闪锌矿	18.684	16.133	39.360	10.07	44.23	4.25	585
X002	闪锌矿	18.121	15.652	38.174	9.22	37.67	3.95	437
PR01	闪锌矿	18.146	15.641	38.210	9.20	37.58	3.95	406

注:成都理工学院测试中心测定

从上述铅同位素分析数据可见,矿床铅同位素组成均一,同一成矿阶段及不同成矿阶段的单矿物及矿石全岩铅同位素组成变化范围一致,热液改造阶段矿石铅同位素组成与热水沉积矿石及地层岩石相近。在铅同位素构造环境图解中,矿床铅同位素数据落入造山带线与上部地壳线之间及上部地壳线以上的狭小范围内<sup>[1]</sup>。这些特征表明,矿床铅的来源较浅,主要来自地壳。热水沉积矿石及地层岩石可为热液改造成矿提供铅源。矿床矿石铅源区参数计算结果也说明,矿石铅源区参数平均值与上部地壳相应源区特征值相近(表2),矿石铅主要来自上部地壳源区。

表2 矿床铅源区参数对比

Table 2. Comparison in lead parameters of source areas

环境	参数	$\mu$	$\kappa$	$\omega$	资料来源
上部地壳		12.29	3.42	41.8	Doe, Zartman, 1979
下部地壳		5.89	5.98	35.2	Doe, Zartman, 1979
造山带		10.87	3.64		Doe, Zartman, 1979
地幔		8.92	3.57	31.8	Doe, Zartman, 1979
底苏矿床		9.56	4.12	40.76	本文

(2) 稀土元素地球化学：铅锌矿石及地层岩石的稀土元素含量见表 3。据分析数据绘出了稀土元素球粒陨石标准化模式图（图 2、3）。

表 3 地层岩石及矿石稀土元素含量 ( $10^{-6}$ )

Table 3. REE contents of wall rocks and ores

地层	序号	岩性	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Sm	Sm/Nd	Eu/Sm	La/Yb
P <sub>tt</sub> n	1	致密状矿石	2.73	8.95	9.20	3.49	0.31	0.81	3.55	0.58	0.78	0.38	0.09	0.77
	2	千枚岩	45.80	80.52	39.05	8.22	1.58	1.02	3.82	0.55	5.57	0.21	0.19	12.00
Z <sup>b</sup> d	3	含磷白云岩	26.87	48.05	23.70	1.98	0.39	0.28	1.48	0.26	13.6	0.08	0.20	18.16
€ <sub>1</sub> c	4	泥质白云岩	47.16	75.24	35.88	5.64	1.10	0.90	2.58	0.39	8.36	0.16	0.20	18.28
	5	岩性	7.20	7.92	12.06	1.71	0.54	0.27	1.08	0.16	4.21	0.14	0.32	6.67
	6	浸染状矿石	14.91	23.40	12.79	3.49	1.15	0.36	1.00	0.13	4.27	0.27	0.33	14.91
	7	斑点状矿石	1.38	3.22	6.41	0.88	0.22	0.07	0.22	0.04	2.08	0.14	0.25	8.32
	8	斑点状矿石	25.18	21.30	32.05	4.46	1.16	0.74	1.17	0.21	5.65	0.14	0.26	21.52

注：由成都理工学院三系核分析实验室分析

3 件地层岩石的稀土配分模式相似（图 2），表现为富轻稀土、Eu 亏损、Ce 弱亏损的右倾配分特点。其稀土配分模式与 Taylor 提出的大陆地壳的稀土配分模式相似<sup>[9]</sup>。

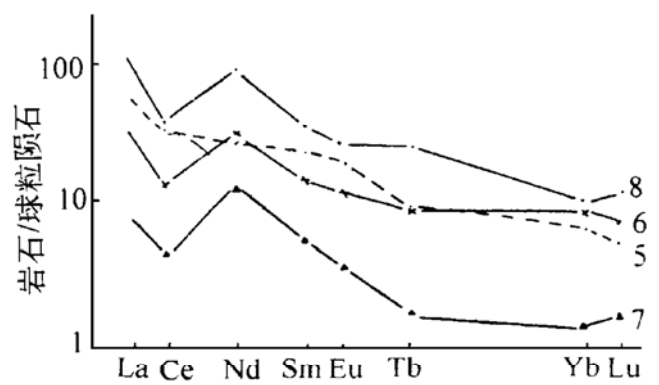
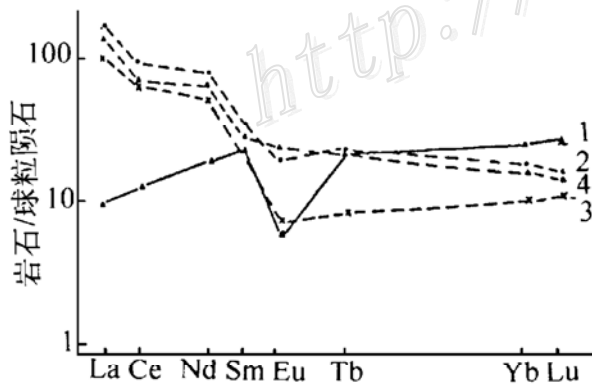


图 2 地层岩石及热液改造型矿石稀土配分模式 (序号同表 3)

图 3 同生沉积矿石稀土配分模式 (序号同表 3)

Fig. 2. Chondrite-normalized REE patterns of wall rocks and hydrothermally-transformed ores.

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns of syndepositional ores.

同生沉积矿石在稀土配分模式图(图 3)中所表现出来的显著的特征为 Ce 负异常明显,无 Eu 负异常或负异常不明显,富集轻稀土的右倾配分特点。其稀土元素特征比值 Sm/Nd、Eu/Sm、La/Sm 与大厂矿田热水沉积硅质岩相似。Ce 的亏损现象说明其稀土配分已受到海水的影

响。综合其它地质地球化学标志<sup>①</sup>[9], 可以认为, 同生沉积矿石铅锌成矿金属来源于富含 Pb、Zn 及 Si 质的海底热水沉积物。

热液改造型致密块状矿石稀土配分模式虽与地层岩石有相似之处, 但已表现出明显差异(图 2)。这种差异表现在其稀土元素总量低于地层岩石, 如富集重稀土, 具较明显的负 Eu 异常及配分曲线略左倾。热液改造型致密块状矿石稀土元素所表现出来的上述差异与热液改造作用有关, 原因是: ①在热液改造成矿作用中, 矿石趋于变富, 势必造成矿石中含有较多金属硫化物。金属硫化物贫稀土元素, 显然热液改造型矿石稀土元素总量应当较低。②热液改造型矿石相对富集重稀土元素, 可能与热液改造成矿过程中, 沉积矿石有地层岩石中的重稀土元素迁移进入改造成矿热液有关。重稀土元素易溶解于含  $\text{HCO}_3^-$  水溶液使岩石中的重稀土发生迁移。这与底苏矿床改造热液中含有较高  $\text{HCO}_3^-$  相吻合。③热液改造型矿石稀土配分曲线具较明显负 Eu 异常, 与 P Moller 等<sup>[4]</sup>研究德国西 Harz 铅锌矿床所确定的二类方解石相似。据 P Moller 研究, 这类方解石稀土组分来源于矿床外围受热液改造作用的围岩。热液改造型矿石的负 Eu 异常可能是由于改造热液在进入相对还原环境期间, 在矿石未沉淀之前, 在低氧逸度  $f_{\text{O}_2}$  (表 4) 条件下发生的  $\text{Eu}^{3+} \rightarrow \text{Eu}^{2+}$  还原作用使成矿热液中的  $\text{Eu}^{3+}$  浓度降低所致。④地层岩石和矿石的稀土元素 Q 型聚类分析结果表明<sup>[2]</sup>, 在距离系数 0.24 水平上, 赋矿灯影组白云岩与热水沉积的斑点状、浸染状矿石聚为一类, 说明在同生沉积成岩成矿阶段, 同生沉积矿石与赋矿围岩同时沉积成矿。在距离系数 0.43 水平上, 热液改造型矿石与同生沉淀矿石和灯影组白云岩聚为一类, 说明后者在热液改造阶段可以为前者提供成矿物质。

## 2.2 矿化剂硫的来源

利用热液全硫同位素计算公式<sup>[3]</sup>, 将改造热液的有关物理化学参数<sup>[4]</sup> (表 4) 代入该式, 计算出了改造热液全硫同位素组成  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 。计算结果表明(表 4), 含硫原子团氧化态与还原态比率  $R' \ll 1$ , 说明改造热液中含硫原子团以  $\text{H}_2\text{S}$  为主。Ⅱ阶段由闪锌矿计算的改造热液全硫同位素值 (13.7‰) 与由方铅矿计算的全硫同位素值 (13.5‰) 相近, 说明Ⅱ阶段硫同位素已达到平衡。Ⅲ阶段由闪锌矿计算的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$  值为 13.0‰, 由方铅矿计算所得  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$  值为 15.7‰, 二者相差不超过 5‰, 说明Ⅲ阶段硫同位素也已基本达到平衡。区域赋矿灯影组白云岩中黄铁矿结核硫同位素值为 14.0‰, I 阶段闪锌矿硫同位素值为 12.4‰, 二者与改造热液全硫同位素值比较接近。因此, 改造热液中硫可能来源于同生沉积矿石及震旦系灯影组白云岩。

表 4 改造热液全硫同位素计算结果

Table 4. Total sulfur isotopic composition of transformed hydrothermal solution

成矿阶段	$t/^\circ\text{C}$	pH	$f_{\text{O}_2}/(10^5\text{Pa})$	$R'$	矿物	矿物 $\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	由矿物计算成矿溶液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}/\text{‰}$
热液改造主成矿阶段 (Ⅱ)	180	4.42	$2.54 \times 10^{-45}$	$2.80 \times 10^{-6}$	闪锌矿	12.5	13.7
					方铅矿	8.7	13.5
热液改造晚成矿阶段 (Ⅲ)	150	4.45	$9.16 \times 10^{-46}$	$9.79 \times 10^{-6}$	闪锌矿	12.1	13.0
					方铅矿	10.6	15.7

① 朱赖民、栾世伟、袁海华, 1994, 四川底苏、大梁子铅锌矿床含硫化物硅质岩热水沉积地质地球化学标志, 矿物岩石地球化学通讯, 第 1 期

### 2.3 成矿流体成因讨论

矿床Ⅱ、Ⅲ阶段闪锌矿包裹体成分测定结果见表5。由表5可知，闪锌矿包裹体成分反映了成矿热液以 $\text{HCO}_3^-$ 溶质为主的特征。大量包裹体成分资料研究表明，包裹体成分中特征离子比值能够反映成矿热液的成因。与岩浆作用无关的沉积型或层控型矿床成矿热液 $\text{Na}/\text{K} > 1$ ， $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg}) < 4$ ， $\text{F}/\text{Cl} < 1$ <sup>[6]</sup>。底苏矿床成矿热液 $\text{Na}/\text{K}$ 比值为13.97~80.61， $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ 比值为0.21~1.40， $\text{F}/\text{Cl}$ 比值为0.197~0.306。因此，包裹体成分及特征离子比值说明矿床为沉积改造成矿床成因。

表5 流体包裹体成分分析结果

Table 5. Analyses of fluid inclusions

阶段	样号	液相成分/ $10^{-6}$								
		$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{F}^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{H}_2\text{O}$
Ⅱ	PR01	0.099	1.433	4.410	4.520	3.086	28.656	245.100	4.400	1433
Ⅱ	X031	0.097	4.611	3.754	1.180	4.290	40.751	247.200	6.440	1502
Ⅲ	P016	0.204	1.681	4.202	1.120	7.080	43.224	208.680	8.765	2702
阶段	样号	气相成分/ $10^{-6}$				特征离子比值				盐度 /wt%
		$\text{CO}_2$	$\text{CO}$	$\text{CH}_4$	$\text{N}_2$	$\text{Na}^+/\text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+/( \text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+} )$	$\text{F}^-/\text{Cl}^-$	
Ⅱ	PR01	9.814		2.587	1.148	24.54	0.59	0.21	0.200	16.7
Ⅱ	Q031	9.918	0.525	2.892	1.325	80.61	1.91	1.40	0.197	16.7
Ⅲ	P016	10.917	0.363	2.606	1.175	13.97	2.26	0.48	0.306	8.96

注：成都理工学院测试中心测定。液相成分由原子吸收光谱法测定，气相成分由气相色谱法测定

选择Ⅱ阶段与闪锌矿共生的1件石英在宜昌地矿所做了氧同位素及包裹体氢同位素分析。石英包裹体水 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $-96\%$ ，与我国西南地区现代大气降水 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  ( $-70\% \sim -110\%$ )<sup>[11]</sup>相近。石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高，为 $17.0\%$ 。应用张理刚(1985)石英-水氧同位素平衡交换经验方程： $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.42 \times 10^6 T^{-2} - 2.86$ 计算的包裹体水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $3.2\%$ 。在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 图中，投点落入岩浆水，变质水区域之外，而强烈“漂移”大气降水线。考虑到矿床赋矿围岩为碳酸盐岩，碳酸盐岩富含 $^{18}\text{O}$ ，当大气降水与碳酸盐岩发生同位素平衡交换时，必将发生氧同位素交换，导致大气降水热液 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 显著增大，发生“ $^{18}\text{O}$ 漂移”。因此可以认为，成矿热液属经强烈氧同位素交换的大气降水热液。

## 3 “双源”沉积改造成矿模式

综上所述，在矿床成矿物质来源，矿质的活化迁移及沉淀机制等研究基础上，以区域地质演化为主线，建立了底苏铅锌矿床成矿模式(图4)。

晋宁运动之后，区域进入地台发展阶段，并发生大规模海侵，本区以地壳拉张作用为主，

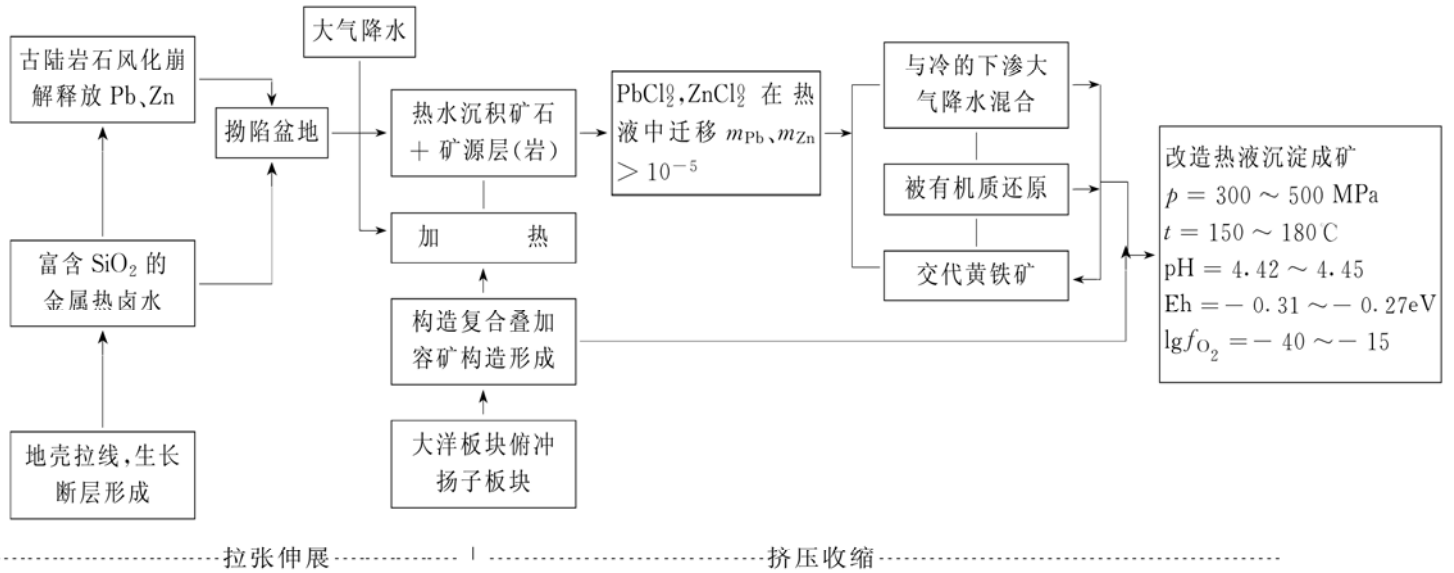


图 4 底苏矿床成矿模式图

Fig. 4. Metallogenetic model of the Disu ore deposit.

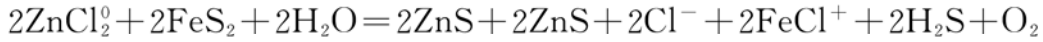
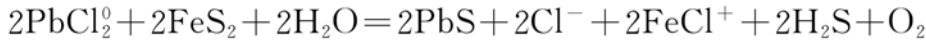
属伸展构造体系①形成一系列SN向(如安宁河张扭性断裂)断裂,该张扭性断裂具长期存在,多次活动的性质②<sup>[2]</sup>。断裂带西侧为康滇古陆,东侧为晚震旦纪金阳—会东拗陷盆地。拗陷盆地的存在为I阶段PbZn富集提供了有利场所,一方面,来自古陆风化物中的PbZn随海水不断进入盆地中,进入水盆地中的PbZn或被潮坪相的碳酸盐软泥吸附,或被蓝藻类生物吸收而堆积于沉积物中。随着沉积物的埋藏和有机体分解,硫酸盐还原细菌大量繁殖,海水硫酸盐被还原成H<sub>2</sub>S、HS<sup>-</sup>、S<sup>2-</sup>等含S原子团,呈吸附状或生物有机复合体等形式存在的PbZn成矿组分,由于pH、Eh值的变化而发生分解解析等反应而成为激发态Pb<sup>2+</sup>、Zn<sup>2+</sup>等离子,当与S<sup>2-</sup>相遇时,即形成含硫化物的矿源层(如灯影组白云岩)。另一方面,由于拗陷盆地附近生长断裂的活动,富硅质含Pb、Zn的热液沿生长断裂上升至水盆地中,因热水相对密度大、盐度高,在盆地底与海水发生有限混合,由于温度、压力等条件的突变,而发生沉淀形成含硫化物的硅质岩(热水沉积矿石)。随着成矿作用的进行,热水间歇周期性活动而生成浸染状、斑点状、斑点-条带状同生沉积矿石。

印支晚期至燕山期,本区进入构造活动的全盛期。由于西部大洋板块向扬子板块俯冲,构造体系由伸展转变为收缩挤压,NWW向主压应力开始控制本区。在这种构造环境下,早期即有断层开始复合叠加,同时形成一系列新的容矿构造(如层间破碎带),加上西部岩浆活动,使本区成为一断裂发育的明显地热异常区。沿断裂、裂隙下渗的大气降水被加热,加热后的大气降水在对流循环过程中,从早期沉积矿层和地层中淋滤出Pb、Zn组分,进而演变成含矿热液。Pb、Zn金属组分在热液中主要呈PbCl<sub>2</sub><sup>0</sup>、ZnCl<sub>2</sub><sup>0</sup>形式迁移,少量以PbF<sub>3</sub><sup>-</sup>、ZnF<sub>3</sub><sup>-</sup>形式迁移<sup>[4]</sup>。

当含矿热液运移至容矿构造,由于物理化学条件改变,以络合物形式迁移的Pb、Zn溶解度降低,将导致络合物分解,Pb、Zn沉淀成矿。pH值升高、f<sub>O<sub>2</sub></sub>降低、温度和压力下降,总

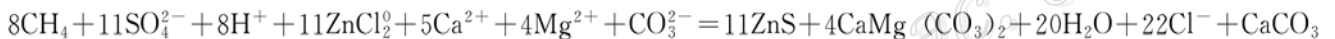
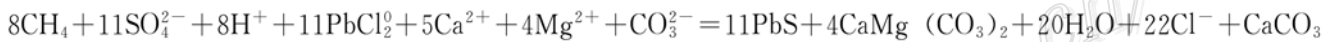
① 汤经武等,1991,康滇地轴东缘重点铅锌矿床构造控矿模式及靶区预测,成都地质学院科研报告  
 ② 朱赖民等,1994,四川底苏大梁子铅锌矿床含硫化物硅质岩热水沉积地质地球化学标志,矿物岩石地球化学通讯,第1期

硫活度  $\lg m_{\text{SS}}$  降低均会导致 Pb、Zn 络合物溶解度降低, 有利于 Pb、Zn 沉淀成矿<sup>[8]</sup>。底苏矿床从 II 阶段至 III 阶段, 成矿物理化学参数遵循上述规律而变化。因此, 改造热液沉淀成矿与热液物理化学条件变化关系密切。在热液改造阶段形成的矿石中, 常见到闪锌矿、方铅矿交代 I 阶段黄铁矿的现象。因此, 可以认为矿石沉淀过程中发生以下反应:



上述反应, 在  $\text{pH}=4, \lg f_{\text{O}_2} = -44, \lg m_{\text{PbCl}_2^0} > -5.43$ ; 或  $\text{pH}=6, \lg f_{\text{O}_2} = -44, \lg m_{\text{PbCl}_2^0} > -7.42, \lg m_{\text{ZnCl}_2^0} > -8.84$  时, 即可自发向生成闪锌矿、方铅矿的方向进行<sup>[8]</sup>。显然, 底苏矿床在 II、III 阶段满足上述物理化学条件, 所以上述二反应均能自发向右进行。

林兵 (1990) 通过有机质成矿模拟实验证实, 在较高温压 (200℃, 20 MPa 以上) 条件下, 有机质可氧化分解析出黑色无定形碳质。在此过程中热液中  $\text{SO}_4^{2-}$  可被还原生成  $\text{S}^{2-}$ , 并使金属形成硫化物而沉淀。底苏矿床一号沿脉坑道下方的民采坑道中, 矿床顶板灯影组白云岩中见有 20 cm 厚的黑色碳质层。区域含矿地层中有机碳含量也较高 (杨应选等, 1992)。因此可以认为, 当含矿热液运移至富含有机质的地层时, 有机质氧化分解可将硫酸盐还原成  $\text{S}^{2-}$ , 而使  $\text{S}^{2-}$  与 Pb、Zn 络合物结合沉淀成矿, 反应机理可用以下方程式表示:



上述四个反应式在 II 阶段,  $\Delta G_T^P$  分别为 -4496.97 KJ/mol、-4503.13 KJ/mol、-20.149 KJ/mol、-102.70 KJ/mol; 在 III 阶段  $\Delta G_T^P$  分别为 -4403.33 KJ/mol、-4317.53 KJ/mol、-40.16 KJ/mol、-52.43 KJ/mol。可见 II、III 阶段  $\Delta G_T^P < 0$ , 以上反应均可向生成闪锌矿和方铅矿方向进行。

此外, 含矿热液在容矿构造中与冷的大气降水混合, 也可促使 Pb、Zn 络合物分解, Pb、Zn 沉淀成矿。

## 参 考 文 献

- 1 朱赖民, 袁海华. 四川底苏沉积改造型层控铅锌矿床化学初步研究. 地质找矿论丛, 1995, 10 (2): 61~63
- 2 朱赖民, 袁海华, 栾世伟. 四川底苏铅锌矿床稀土元素地球化学研究. 地质地球化学, 1996 (4)
- 3 程伟基, 支霞臣. 热液系统的物理化学性质和硫同位素演化. 地质与勘探, 1983, (3): 21~29
- 4 朱赖民, 袁海华. 论底苏铅锌矿床成矿物理化学条件. 成都理工学院学报, 1995, (4): 15~20
- 5 卢焕章, 李秉伦. 包裹体地球化学. 北京: 地质出版社, 1990, 1~110
- 6 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985, 1~100
- 7 地质矿产部成都地质矿产研究所. 西昌—滇中地区主要矿产成矿规律及找矿方向. 重庆: 重庆出版社, 1988, 12~140
- 8 涂光炽. 中国层控矿床地球化学 (第三卷). 北京: 科学出版社, 1988, 316~329
- 9 林方成. 四川会东大梁子铅锌矿床成因新探. 矿床地质, 1994, 13 (2): 126~136
- 10 Moller P et al. The origin of the ore-bearing solution in the Pb-Zn vein of the western Harz, Germany. Chemical Geology, 1979, 26: 197~215
- 11 Taylor S R. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. Geochim. Cosmochim. Acta, 1983, 47: 1879~1904



# “DOUBLE SOURCE” SEDIMENTARY-TRANSFORMATION METALLOGENIC MODEL OF THE DISU LEAD-ZINC DEPOSIT

Zhu Laimin<sup>1</sup>, Luan Shiwei<sup>2</sup>, Yuan Haihua<sup>2</sup>, Qi Huawen<sup>1</sup>

(1 *Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang 550002*)

(2 *Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059*)

**Key words:** geochemistry, “double source” sedimentary transformation, metallogenic model

## Abstract

The Disu ore deposit, one of the lead-zinc deposits discovered in recent years, is characterized by “double source” sedimentary transformation. In the syndepositional diagenetic and ore-forming stage there existed both submarine hot water deposition and normal seawater deposition, forming the hot water sedimentary ore and the source bed. During the meteoric water and hydrothermal transformation ore-forming stage, the downward percolating meteoric water along fissures was heated and then leached lead and zinc from the early-deposited ore and source bed, resulting in the migration of these elements in the form of  $[\text{PbCl}_2^0]$  and  $[\text{ZnCl}_2^0]$ . When ore-bearing hydrothermal solution moved to the favorable structural and lithologic position, Pb-Zn complexes replaced pyrite in strata or were reduced by organic matter, and eventually formed the ore deposit through reprecipitation. Based on geochemical studies, the present paper puts forward a metallogenic model for the Disu lead-zinc deposit.