

兰坪金顶铅锌矿方解石微量元素、流体包裹体和碳-氧同位素地球化学特征研究*

唐永永^{1,2} 毕献武^{1**} 和利平³ 武丽艳¹ 冯彩霞¹ 邹志超^{1,2} 陶琰¹ 胡瑞忠¹

TANG YongYong^{1,2}, BI XianWu^{1**}, HE LiPing³, WU LiYan¹, FENG CaiXia¹, ZOU ZhiChao^{1,2}, TAO Yan¹ and HU RuiZhong¹

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 云南金鼎锌业有限公司, 金顶镇 671401

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Yunnan Jinding Zinc Industry Limited Company, Jinding Town 671401, China

2011-03-15 收稿, 2011-07-07 改回。

Tang YY, Bi XW, He LP, Wu LY, Feng CX, Zou ZC, Tao Y and Hu RZ. 2011. Geochemical characteristics of trace elements, fluid inclusions and carbon-oxygen isotopes of calcites in the Jinding Zn-Pb deposit, Lanping, China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9):2635–2645

Abstract The metallogenic mechanism of the Jinding Zn-Pb deposit is always of catholic concern, but it cannot reach a consensus. One of important causes is ascribed to limiting understanding in ore-forming fluid properties and its sources. Therefore, systematic geochemical studies of trace elements, fluid inclusions and carbon-oxygen isotopes on vein calcites and nodule calcites, formed in early and late mineralization respectively, have been carried out to investigate the ore-forming fluid nature and its potential sources. It is discovered that both vein and nodule calcites are characterized by sharing sharp right-dipped chondrite-normalized REE patterns with LREE enriched and LREE-HREE distinctively differentiated, as well as similar Mg, Fe and Mn contents. However, distinct discrepancies exist between two kinds of calcite in trace elements, fluid inclusions and carbon-oxygen isotopes. Relative to nodule calcites, vein calcites have higher Σ REE and are rich in Co-Ni-(W)-Mo-Bi. Fluid inclusions in vein calcites show relative high temperature-high salinity ($T_h > 250^\circ\text{C}$, $S > 8.0\%$ NaCleqv), while that in nodule calcites display relative low temperature-low salinity ($T_h < 200^\circ\text{C}$, $S < 8.0\%$ NaCleqv). Besides, carbon isotopes spread dispersively ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -22.95\text{‰} \sim -2.56\text{‰}$), indicative of carbonic multi-sources for vein calcites, but concentrate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -7.02\text{‰} \sim -6.18\text{‰}$) for nodule calcites. Two groups of oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 20.16\text{‰} \sim 23.49\text{‰}$) resemble sedimentary rocks. To be comprehensively analyzed, vein calcites and nodule calcites, both due to hydrothermalism, represent two different hydrothermal systems: early ore-forming fluid resulting from multi-sources with deep components added in and late ore-forming fluid dominated by meteoric water.

Key words Trace elements; C-O isotopes; Fluid inclusion; Calcite; Jinding Zn-Pb deposit; Lanping Basin

摘要 金顶铅锌矿矿床成因一直受到广泛关注,但至今没有达成共识,其重要原因之一是对矿床成矿流体性质和来源认识的局限。本文以金顶铅锌矿床成矿早期脉状方解石和晚期结核状方解石为研究对象,系统开展了微量元素、流体包裹体和碳-氧同位素地球化学研究,在此基础上探讨了该矿床成矿流体的性质和可能的来源。研究发现,虽然2种产状方解石都以轻稀土富集、轻重稀土显著分异、配分模式向右陡倾为特征,并且具有相似的Mg、Fe和Mn含量,但它们在微量元素、流体包裹体和碳-氧同位素地球化学特征上亦存在显著差异。脉状方解石相对于结核状方解石稀土元素总量较高,富集Co、Ni、(W)、Mo、Bi;脉状方解石流体包裹体显示相对高温高盐度的特征($T_h > 250^\circ\text{C}$, $S > 8.0\%$ NaCleqv),而结核状方解石流体包裹体相对低温低盐度($T_h < 200^\circ\text{C}$, $S < 8.0\%$ NaCleqv);脉状方解石的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -22.95\text{‰} \sim -2.56\text{‰}$)较分散,具有多源性,

* 本文受国家重点基础研究发展规划项目(2009CB421005)和中国科学院重要方向项目群项目(KZCX2-YW-Q04-01)联合资助。

第一作者简介:唐永永,男,1985年生,博士研究生,矿床地球化学专业,E-mail:yytang@mails.gyig.ac.cn

** 通讯作者:毕献武,女,1967年生,研究员,矿床地球化学专业,E-mail:bixianwu@vip.gyig.ac.cn

而结核状方解石碳同位素组成($\delta^{13}C_{PDB} = -7.02\text{‰} \sim -6.18\text{‰}$)相对集中,二者的氧同位素组成($\delta^{18}O_{SMOW} = 20.16\text{‰} \sim 23.49\text{‰}$)与沉积岩类似。综合分析认为,金顶铅锌矿成矿期脉状和结核状方解石虽然均属热液成因,但它们分别代表了2类不同性质的热液体系,早期成矿流体为多源的混合流体,成矿过程中可能有深源组分的加入,而晚期成矿流体以大气降水为主。

关键词 微量元素;碳-氧同位素;流体包裹体;方解石;金顶铅锌矿;兰坪盆地

中图法分类号 P595;P597.2;P611

1 引言

金顶铅锌矿位于云南省怒江傈僳族自治州兰坪县金顶镇东3.5km处,是伴生银、铊、镉、硫铁矿和天青石等多种组分的超大型铅锌矿床。该矿Pb-Zn控制储量 $1500 \times 10^4\text{t}$ (平

均品位Pb 1.29%,Zn 6.08%),成矿总金属量大于 $2200 \times 10^4\text{t}$,是中国目前最大的铅锌矿床;同时Tl(8167t)、Cd($17 \times 10^4\text{t}$)、Ag(1722t)、S($513 \times 10^4\text{t}$)、Sr($147 \times 10^4\text{t}$)也分别达到大型矿床规模(薛春纪等,2002a)。对金顶铅锌矿床的研究始于20世纪80年代,关于矿床成因提出了不少观点,诸如“**同生沉积-后期改造层控矿床**”(施加辛等,1983;白嘉

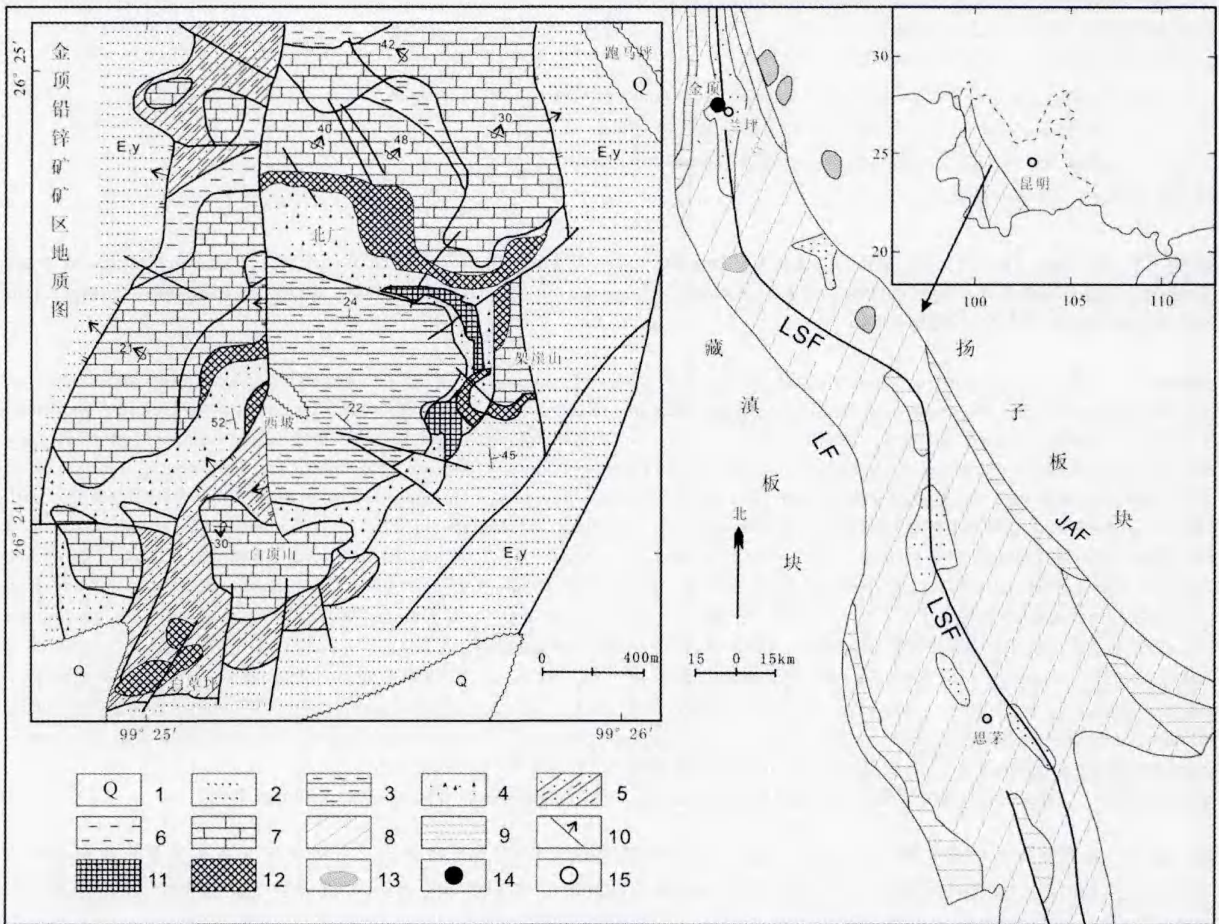


图1 兰坪中新代盆地及金顶矿区构造与地质略图(据尹汉辉等,1990修改)

1-第四系(Q); 2-古新统云龙组(E_1y); 3-粉砂岩泥岩(E_1y^a); 4-灰岩角砾岩和砂岩(E_1y^b); 5-砂岩粉砂岩(J_2h); 6-上三叠统泥岩粉砂岩(T_3m); 7-三合洞组灰岩(T_3s); 8-中生界; 9-古生界; 10-断层; 11-角砾岩型矿体; 12-砂岩型矿体; 13-喜马拉雅期碱性岩; 14-矿点; 15-市/县; 缩写代号: JAF-金沙江-哀牢山断裂; LF-澜沧江断裂; LSF-兰坪-思茅断裂

Fig. 1 Sketch geological and tectonic map of the Jinding Zn-Pb deposit and Lanping Mesozoic-Cenozoic basin (modified after Yin *et al.*, 1990)

1-Quaternary; 2-Paleocene Yunlong Fm.; 3-Upper section of Yunlong Fm. siltstone and sandstone; 4-Lower section of Yunlong Fm. limestone breccia and sandstone; 5-Middle Jurassic Huakaizuo Fm. sandstone and siltstone; 6-Upper Triassic Maichuqing Fm. mudstone and siltstone; 7-Upper Triassic Sanhedong Fm. limestone; 8-Mesozoic; 9-Paleozoic; 10-fault; 11-breccia-type ore; 12-sandstone-type ore; 13-Himalaya alkaline rocks; 14-deposit; 15-city/county. Abbreviations; JAF-Jinsha River-Ailao Mountain Fault; LF-Lancang River Fault; LSF-Lanping-Simaof Fault

芬等,1985)、“中低温非岩浆热液成矿”(高广立,1989)、“同生沉积-变形叠加成矿”(吴淦国和吴习东,1989)、“喷气(热液)沉积成矿”(赵兴元,1989)、“岩溶成矿”(胡明安,1989)、“壳幔流体混合成矿”(尹汉辉等,1990;Xue *et al.*, 2000;薛春纪等,2002b)等。近年来研究发现金顶铅锌矿床与“MVT”型和“SEDEX”型铅锌矿床在矿化特征上存在明显的差异,又提出了“金顶”型铅锌矿床成矿模式(王安建等,2009)。总之,目前在金顶铅锌矿的成因机制问题上存在很大分歧,导致这种状况的一个重要原因即长期以来对该矿床成矿流体的性质和来源认识模糊。在热液矿床中热液成因的方解石常作为地质流体活动的产物,其元素-同位素地球化学特征不但记录了地质流体的性质,而且对于确定地质流体的演化规律具有重要意义。本文通过对金顶铅锌矿成矿期不同产状方解石的微量元素、流体包裹体和碳-氧同位素地球化学特征的研究,探讨了成矿流体的性质和来源,这有助于我们深入认识金顶铅锌矿床的成矿机理。

2 区域地质

金顶铅锌矿位于西南三江褶皱系南段的兰坪中新生代盆地的北部,属于处在澜沧江与金沙江-哀牢山2个构造带之间的昌都-思茅微板块。兰坪中新生代盆地在大地构造上属于环特提斯构造域的一个重要组成部分,该区东侧与扬子板块相接,西侧与藏滇板块毗邻(图1)。兰坪盆地区域上地层出露广泛,从元古界、古生界、中生界到新生界。盆地内出露最古老地层为上三叠统,中生界在盆地内分布最为广泛,新生界呈带状或零星分布于盆地之中。兰坪盆地火山岩浆活动分布主要集中在盆地东西两侧,并受控于深大断裂带,呈条带状展布。盆地内部出露岩浆岩很少,主要分布在盆地中部和东部,受断裂控制明显。盆地东西边缘超岩石圈断裂(金沙江-哀牢山断裂和澜沧江断裂)(罗军烈等,1994)、盆地中央的穿壳断裂(兰坪-思茅断裂)(尹汉辉等,1990)及它们的次级断裂长期继承性活动,构成了兰坪盆地的基本断裂系统(薛春纪等,2002c),这些断裂系统共同控制了盆地的构造演化,印支期为裂谷性质、燕山期为拗陷盆地、喜马拉雅期属走滑拉分盆地。

3 矿床地质

金顶铅锌矿由北厂、跑马坪、架崖山、西坡、南厂、峰子山等多个矿段组成(图1),矿区地质演化中存在沉积作用、推覆活动、热隆升-金属成矿、穹窿破裂等基本地质事件,它们大致反映出从沉积作用-推覆活动-热隆升-大规模成矿-隆升持续-穹窿破裂的地质演化过程(薛春纪等,2002a)。矿区断裂构造发育,矿区东部的沱江断裂呈南北向展布,研究证实,沱江断裂控制了云龙组沉积盆地的边界,由于长期活动切穿了不同层位的地层,成为本区主要的导矿构造。矿区地层分

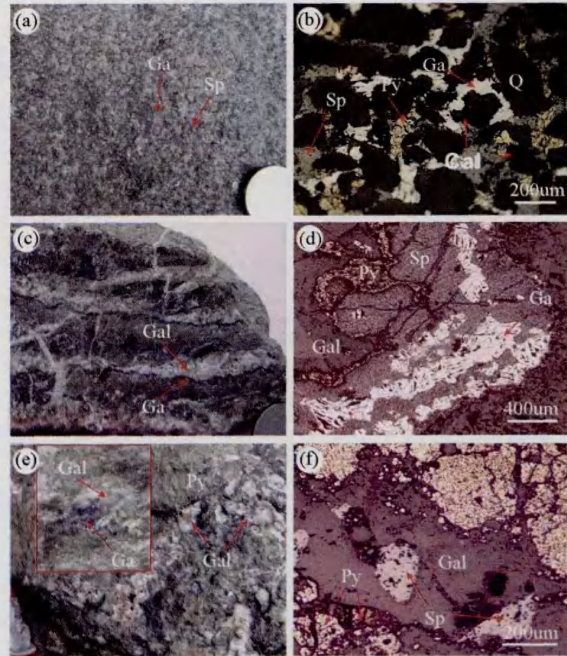


图2 金顶铅锌矿不同产状方解石

(a)-砂岩型矿石,方解石胶结石英碎屑;(b)-方解石呈微晶状胶结碎屑石英,硫化物交代方解石,充填于石英间隙中(反射光);(c)-脉状方解石,方铅矿呈微细脉沿方解石脉边缘生长;(d)-硫化物脉(方铅矿-闪锌矿-黄铁矿),在边部与方解石共生(反射光);(e)-结核状方解石,被细粒黄铁矿胶结,在方解石边缘有方铅矿产出;(f)-黄铁矿、闪锌矿和方解石共生(反射光)。矿物缩写:Ga-方铅矿;Sp-闪锌矿;Py-黄铁矿;Cal-方解石;Q-石英

Fig. 2 Various occurring calcites in the Jinding Zn-Pb deposit

(a)-sandstone-type ores with calcites cementing clastic quartz; (b)-microlithic calcites, cementing clastic quartz, were replaced by sulfides (under reflected light); (c)-vein calcite, coexisting with galena veinlet along its brim; (d)-sulfide veins and neighboring calcite veins (under reflected light); (e)-nodule calcite, cemented by fine-grained pyrites and intergrown with galena at its rim; (f)-pyrite, sphalerite and calcite accrete (under reflected light). Mineral abbreviations: Ga-galena; Sp-sphalerite; Py-pyrite; Cal-calcite; Q-quartz

为原地系统和外来系统,外来系统覆盖于原地系统之上。铅锌矿体环绕穹窿核心呈不规则的环带分布,受构造和岩性控制明显,主要以板状、层状、似层状产在推覆构造中及其上下的白垩系景星组(K_1j , 上含矿带)和第三系云龙组上段(E_1y^b , 下含矿带)。矿区主要发育2种类型的原生铅锌矿石,砂岩型和角砾岩型,二者的矿物组分大致相同,矿石矿物中金属矿物主要为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿,还有微量的黄铜矿、磁黄铁矿等,非金属矿物有天青石、重晶石、石膏和硬石膏。脉石矿物以方解石、碎屑石英为主,少量白云石、碎屑长石、黏土矿物等。矿区方解石产状复杂,具有多期次性。早阶段方解石作为陆源碎屑的胶结物,多呈泥晶、细晶状,常被硫化物交代(图2a, b);成矿期方解石主要有2种

表1 兰坪金顶铅锌矿床方解石微量元素组成($\times 10^{-6}$)Table 1 Trace element compositions ($\times 10^{-6}$) of calcites in the Jinding Zn-Pb deposit

样品号	JD09 -15	JD09 -45	JDJ10 -22	JDJ10 -27	JDJ10 -37	JDJ10 -13	JDJ10 -15A	JDJ10 -40	中国东 部碳酸 盐岩*
产状	成矿期脉状方解石				成矿期结核状方解石				
Rb	0.19	0.10	0.02	0.22	0.11	0.13	0.10	0.06	9.00
Sr	1920	513	175	316	276	248	240	817	320
Ba	458	41	9.0	437	377	931	12	38	63.0
Co	1.02	2.92	0.93	0.92	0.84	0.84	1.00	1.17	1.50
Ni	18.9	17.7	17.9	18.3	16.4	15.6	17.0	18.0	4.80
Cu	3.85	12.52	3.82	5.55	3.79	5.94	3.81	2.50	4.00
Zn	232	1360	47	31.2	32	220	51	868	18.0
Cd	3.92	9.34	0.38	0.11	0.60	2.03	2.64	14.50	0.13
Sb	0.84	1.11	0.09	0.08	0.06	0.05	0.18	0.17	0.24
Tl	0.16	0.63	0.05	0.11	0.01	0.25	0.64	0.31	0.14
Mo	0.74	2.32	0.25	36.34	0.27	1.05	0.72	0.60	0.57
W	0.09	0.02	—	2.33	—	0.08	—	—	0.27
As	15.93	15.81	15.33	16.28	15.21	18.80	32.81	22.15	3.20
Ag	0.14	0.04	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.06
Bi	0.70	0.04	0.04	10.80	0.29	0.12	0.26	0.05	0.07
Pb	174.8	174.8	4.17	5.60	9.47	18.41	28.90	15.61	8.00
Y	7.97	7.60	21.60	14.70	21.10	8.07	20.20	27.40	4.80
La	7.54	8.95	21.50	19.40	57.70	6.06	12.10	21.00	5.50
Ce	11.70	11.70	29.30	36.60	95.90	10.80	18.60	31.50	10.3
Pr	1.64	1.44	3.57	4.11	10.90	1.49	2.62	4.44	1.20
Nd	6.94	5.98	14.30	16.10	39.40	6.15	11.10	18.40	4.60
Sm	1.24	0.91	2.19	2.75	6.10	1.10	2.05	3.03	0.95
Eu	0.38	0.28	0.76	0.65	1.48	0.34	0.68	1.07	0.21
Gd	1.59	1.27	3.86	3.25	6.71	1.77	3.78	5.60	0.88
Tb	0.19	0.14	0.40	0.45	0.88	0.20	0.42	0.57	0.13
Dy	0.94	0.63	2.04	2.61	4.41	0.97	2.02	2.82	0.69
Ho	0.18	0.15	0.47	0.53	0.87	0.18	0.41	0.57	0.15
Er	0.40	0.29	1.01	1.38	2.05	0.39	0.81	1.16	0.42
Tm	0.04	0.02	0.09	0.20	0.23	0.04	0.06	0.09	0.07
Yb	0.21	0.11	0.35	1.24	1.46	0.15	0.26	0.36	0.42
Lu	0.03	0.02	0.05	0.19	0.21	0.02	0.03	0.05	0.07
Σ REE	33.02	31.89	79.89	89.45	228.3	29.66	54.94	90.66	25.6
LREE/ HREE	8.21	11.11	8.67	8.09	12.57	6.99	6.05	7.08	8.04
δ Eu	0.82	0.78	0.79	0.66	0.7	0.75	0.74	0.78	0.69
δ Ce	0.78	0.72	0.75	0.96	0.87	0.86	0.77	0.76	0.94

注:表中“—”代表测试样品元素含量低于检出限;“*”数据来源于鄯明才和迟清华, 1997

产状:脉状和结核状。脉状方解石常为粗晶亮晶状、晶粒大小不等,脉宽常小于1cm,主要产于角砾岩型矿石中,与方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和天青石等共生,有时也见被硫化物交代现象(图2c, d);结核状方解石常为粗晶状,产于角砾岩型矿石或砂岩型矿石的溶蚀孔洞中,与方铅矿、黄铁矿等共生(图2e, f)。结核状方解石晚于脉状方解石形成(云南省地质矿产局第三地质大队, 1984^①)。

4 样品分析方法

本文以成矿期脉状方解石和结核状方解石为研究对象。首先采用常规分选方法将样品破碎并过筛,然后在双目显微

表2 金顶铅锌矿方解石 Ca、Mg、Fe、Mn 含量(wt%)

Table 2 Ca, Mg, Fe and Mn compositions of calcites in the Jinding Zn-Pb deposit (wt%)

样品号	JD09 -15	JD09 -45	JDJ10 -22	JDJ10 -27	JDJ10 -37	JDJ10 -13	JDJ10 -15A	JDJ10 -40
产状	成矿期脉状方解石				成矿期结核状方解石			
CaO	56.04	55.08	56.91	55.54	54.11	54.94	57.17	54.88
MgO	0.264	0.224	0.175	0.205	0.157	0.262	0.317	0.119
FeO	0.005	0.021	0.16	0.168	0.485	0.666	0.019	0.057
MnO	0.961	0.979	0.257	0.718	0.674	0.693	0.244	0.822
Mg + Fe + Mn	0.92	0.92	0.43	0.82	1.00	1.22	0.4	0.76
Mn/Fe	195	47.29	1.63	4.34	1.41	1.06	13.03	14.63
Mn/Mg	4.76	5.72	1.92	4.58	5.61	3.46	1.01	9.03

镜下挑选,粒度一般在60~80目,纯度优于99%,再将挑选出的单矿物在玛瑙研钵中磨成200目粉末。所有测试工作在中国科学院地球化学研究所完成。方解石微量元素分析使用仪器为ELAN DRC-e型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS),分析误差小于10%。Ca、Mg、Fe和Mn含量测试是在薄片上找好相应产状方解石然后利用EPMA-1600型电子探针(EPMA)分析,元素含量采用若干点分析结果之平均。流体包裹体测温使用仪器为LINKAM-TMS94冷热台,均一温度(T_h)和冰点温度(T_{inc})误差小于1°C,然后利用NaCl-H₂O体系的冰点温度-盐度关系表(Bodnar, 1993)求得盐度(S)。碳-氧同位素测试采用100%磷酸法,之后利用MAT251型质谱仪进行碳、氧同位素测定,选用国家一级碳酸盐碳、氧同位素参考物质GBW04416作为工作标准, $\delta^{13}C$ 以PDB为标准, $\delta^{18}O$ 分别以PDB和SMOW为标准,分析精度小于 $\pm 0.2\%$ 。分析结果见表1~表4。

5 结果及讨论

5.1 方解石稀土元素特征

近年来,越来越多的研究表明热液矿物的REE模式与热液体系REE络合物稳定性密切相关,与晶体化学因素无关或关联很小(Lottermoser, 1992; Haas *et al.*, 1995)。稀土元素在溶液中主要以络合物形式存在,且REE与CO₃²⁻、HCO₃⁻等形式的络合物稳定性随稀土元素原子序数的增大而增大(Wood, 1990; 双燕等, 2006; 梁婷等, 2007)。由于REE进入方解石主要是通过Ca²⁺与REE³⁺之间的置换,又LREE³⁺离子半径相对HREE³⁺更接近Ca²⁺,所以LREE更易置换晶格中的Ca而进入方解石,从热液体系中沉淀出的方解石都是富LREE的(Zhong and Mucci, 1995; Rimstidt *et al.*, 1998)。由表1和图3可见,成矿期脉状方解石 Σ REE =

① 云南省地质矿产局第三地质大队. 1984. 云南省兰坪县金顶铅锌矿详细勘探地质报告(上册)

表3 兰坪金顶铅锌矿流体包裹体均一温度-盐度数据

Table 3 Data of homogenous temperature and salinity of fluid inclusions in the Jinding Zn-Pb deposit

寄主矿物	均一温度(°C)/盐度(wt% NaCleqv)
脉状方解石	319/6.0, 330/8.4, 328/8.4, 291/8.1, 289/8.6, 276/8.6, 355/11.3, 285/11.1, 295/14.0, 318/10.9, 297/10.5, 325/13.9, 295/12.1, 287/11.8, 286/12.2, 262/10.6, 266/12.2, 276/14.2, 227/9.7, 246/12.4, 249/14.3, 230/11.9, 257/15.5, 222/11.8, 227/12.5, 199/9.1, 223/12.4, 201/10.9, 204/12.1, 236/16.1, 224/15.2, 206/13.7, 187/11.9, 196/15.6, 150/13.1, 142/16.5
结核状方解石	240/3.2, 219/6.9, 207/6.6, 118/8.3, 197/8.7, 241/8.7, 164/1.6, 261/1.9, 96/4.2
石英	140/4.3, 124/3.9
天青石	301/11.6, 302/12.3, 268/8.1, 260/12.4, 361/3.6, 293/1.4, 348/10.4, 251/11.0, 338/9.7, 348/11.5, 343/11.8, 280/3.7, 265/1.2, 370/15.3, 271/2.9, 300/7.6, 266/2.6, 308/9.0, 333/12.3, 260/2.4, 282/6.2, 323/11.7, 312/10.5, 301/9.3, 335/13.7, 319/12.1, 300/9.7, 305/10.6, 346/15.9, 308/11.8, 309/12.3, 258/6.0, 292/10.6, 301/12.1, 321/14.8, 252/6.3, 268/9.1, 261/8.1, 319/15.4, 240/5.0, 275/10.1, 242/5.9, 290/12.6, 287/13.2, 268/11.1, 253/9.3, 284/13.4, 299/15.3, 261/10.7, 257/10.7, 283/14.3, 236/8.8, 257/12.2, 259/12.5, 268/13.9, 193/3.7, 270/15.1, 255/16.6, 238/15.1, 205/11.8, 200/12.9, 152/11.9
方解石*	240/5, 135/1.7, 135/1.8, 131/3.2, 135/4, 130/3.6, 120/6.1, 88/3, 59/1.7, 83/4.4, 73/4.9, 256/3.9, 162/4.7, 140/4.7, 129/4.3, 128/5.9, 101/3.6, 110/4.8, 114/5.6, 99/4.3, 87/3.1, 87/3.6, 77/3, 75/5.5
石英*	157/11.7, 176/5.6, 176/5.9, 166/10.5, 181/9.8
天青石*	180/6.1, 146/1.9, 161/4.9, 120/1.6, 119/3.6, 98/14.7, 309/9.1, 275/4.6, 262/4.3, 280/8.4, 262/5.9, 180/3.2, 161/4.3, 174/7.1, 181/9.1, 133/4.8, 170/10.7, 106/14.5
石膏*	130/1.6, 116/2.5, 112/2.8, 98/4.8, 66/2.6, 54/5.5, 141/4, 138/3.9, 99/2.8, 92/4, 101/5.3
闪锌矿*	185/9.8, 143/4.1, 115/18, 196/4.9, 195/5.8, 182/5.1, 190/7.8, 194/14.1, 174/13.6, 126/9.3, 158/13.6, 234/9.5, 204/9.9, 133/4.1, 128/16.4

注:“*”数据来源于曾荣等, 2007

表4 兰坪金顶铅锌矿床方解石碳-氧同位素组成

Table 4 C-O isotopic compositions of calcites in the Jinding Zn-Pb deposit

样品号	产状	$\delta^{13}C_{PDB}(\text{‰})$	$\delta^{18}O_{SMOW}(\text{‰})$	$\delta^{18}O_{\text{平衡H}_2\text{OSMOW}}(\text{‰})$
JD09-15		-22.95	23.40	15.94 ~ 17.61
JD09-45	脉状方解石	-22.62	23.49	16.04 ~ 17.71
JDJ10-22		-15.62	22.79	15.34 ~ 17.00
JDJ10-27		-4.26	22.09	14.64 ~ 16.31
JDJ10-37		-2.56	22.42	12.96 ~ 16.63
JDJ10-13	结核状方解石	-7.02	21.96	8.87 ~ 12.19
JDJ10-15A		-6.18	20.16	7.06 ~ 10.38
JDJ10-40		-6.47	22.43	9.34 ~ 12.65

注:假设方解石与水处于氧同位素平衡,据 Zheng (1991) 的方解石-水之间的分馏方程: $1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 4.01 \times 10^6/T^2 - 4.66 \times 10^3/T + 1.71$ 计算脉状方解石在 250 ~ 300°C, 结核状方解石在 150 ~ 200°C 时对应成矿流体的 $\delta^{18}O_{\text{平衡H}_2\text{OSMOW}}(\text{‰})$

$33.02 \times 10^{-6} \sim 228.3 \times 10^{-6}$, 平均 92.51×10^{-6} , LREE/HREE 介于 8.09 ~ 12.57, 平均 9.73, 中等至弱的负 Eu 异常 ($\delta Eu = 0.66 \sim 0.82$, 平均 0.75), 弱的负 Ce 异常 ($\delta Ce = 0.72 \sim 0.96$, 平均 0.82), 稀土配分模式为向右陡倾型。而成矿期结核状方解石的 $\Sigma REE = 29.66 \times 10^{-6} \sim 90.66 \times 10^{-6}$, 平均为 58.42×10^{-6} , 低于脉状方解石; LREE/HREE = 6.05 ~

7.08, 平均为 6.71, 具弱的负 Eu 异常 ($\delta Eu = 0.74 \sim 0.78$, 平均 0.76), 弱的负 Ce 异常 ($\delta Ce = 0.76 \sim 0.86$, 平均 0.80), 稀土配分模式为向右陡倾型。

Yb/Ca-Yb/La 图是判断方解石形成与演化的有效工具 (Subías and Fernándeznieto, 1995), 所研究的方解石主要投在热液成因区 (图 4)。李荣清 (1995) 指出凡是与热液活动相关的方解石均以富含铁锰为特征, 尤其是以富锰为特征。由方解石 Mg、Fe 和 Mn 含量分析结果及比值 (表 2) 可见, 2 种产状方解石显示相似的 Mg、Fe、Mn 含量特征, 相对富 Mn, Mn/Fe、Mn/Mg 比值大于 1。这些说明金顶铅锌矿成矿期方解石属热液成因。

金顶矿床成矿流体具有 LREE 高度富集, 不明显 Eu 异常和清楚的负 Ce 异常的特征, 指示其成矿物质主要来源于富 CO₂ 的地幔流体 (王京彬和李朝阳, 1991)。对比发现, 上述特征与本文所研究的脉状方解石很接近 (Ce 负异常较明显)。通常, Ce 负异常可出现在海水、富碳酸盐的碱性流体或者高 f_{O₂} 条件的变质或淋滤水。考虑到金顶矿床产出的独特地质环境 (陆相、非变质等), 基本可以排除海水和高 f_{O₂} 条件的变质或淋滤水的影响, 而富碳酸盐的碱性流体 (碳酸盐岩的溶解作用) 的存在是完全可能的。此外, Michard (1989) 研究认为碳酸盐地层不可能淋滤出相对富含 REE 的流体。但是脉状方解石个别样品稀土总量 ($\Sigma REE = 228.3 \times 10^{-6}$) 较大, 可能是受深源流体影响的结果, 尚待进一步证实。结核状方解石相对脉状方解石稀土总量较低, 变化范围窄, 轻

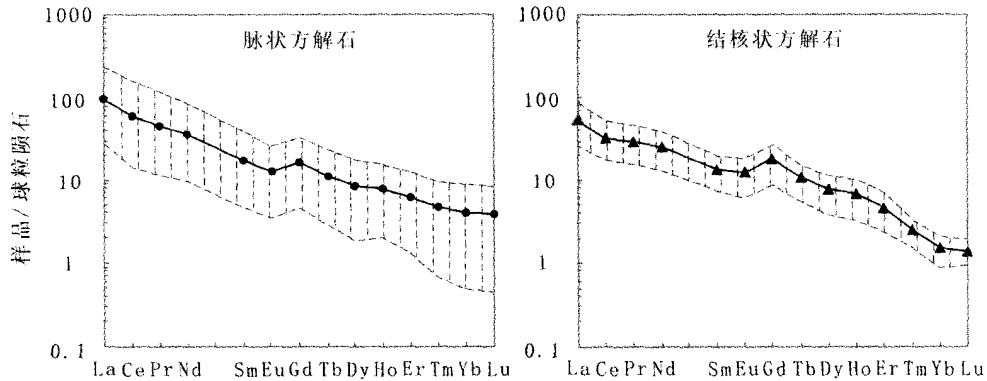


图3 金顶铅锌矿方解石 REE 配分曲线
曲线为不同产状方解石稀土元素平均;断线区代表稀土元素变化范围

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of variously occurring calcites in the Jinding Zn-Pb deposit
Curve represents average REE of variously occurring calcites; Snap line area shows variations of REE

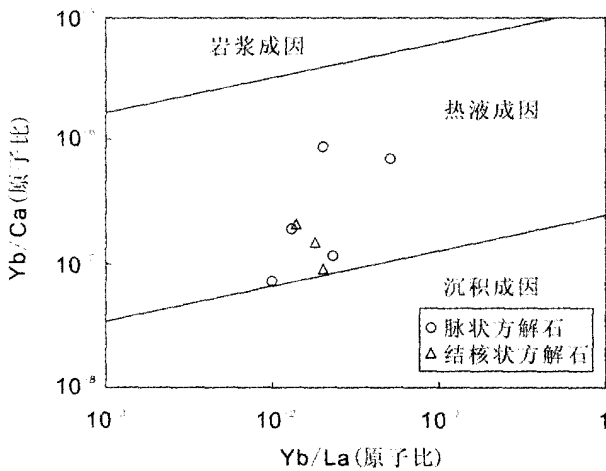


图4 方解石 Yb/Ca-Yb/La 图 (据 Möller and Morteani, 1983)
Fig. 4 Yb/Ca-Yb/La diagram of calcites in the Jinding Zn-Pb deposit (after Möller and Morteani, 1983)

重稀土分异趋于减小,指示沉淀结核状方解石的热液性质区别于沉淀脉状方解石的热液。

5.2 方解石微量元素特征

方解石稀土元素地球化学研究已经积累了很多的资料,但对稀土以外其它微量元素的研究则很薄弱,如 Co、Ni、Zn、Cd、Sb、Tl、(W)、Mo、As、Bi、Pb 等,这些元素的离子态与 Ca²⁺ 在化学键性、离子半径和价电荷等方面相差较大(Shannon and Prewitt, 1969; Shannon, 1976),它们最可能以非类质同象混入物形式(如显微包裹体、晶格缺陷等)存在于方解石中。考虑到金顶铅锌矿成矿时代新(40 ~ 34Ma; He *et al.*, 2009),再加上成岩流体在方解石沉淀以后对其中的微量元素影响很小(赵彦彦和郑永飞,2011),所以成矿期方解石微量元素特征(不包含 REE)可以指示成矿流体的某些地球化

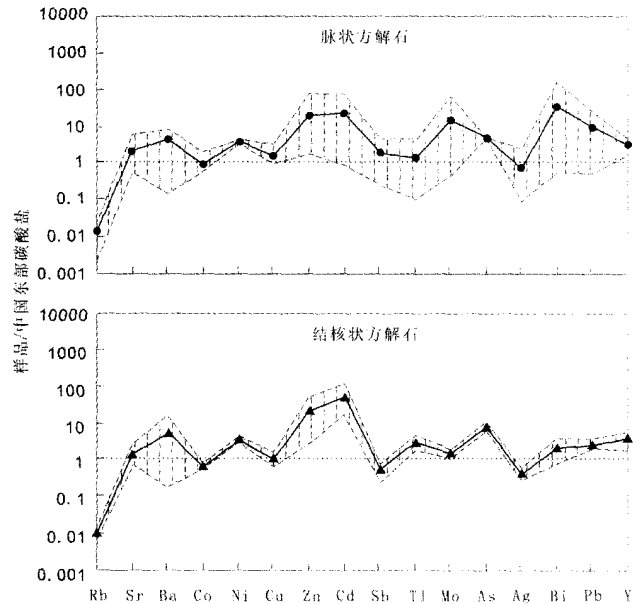


图5 金顶铅锌矿脉石矿物方解石微量元素组成与中国东部碳酸盐对比
曲线为不同产状方解石微量元素平均;断线区代表微量元素变化范围;点线为中国东部碳酸盐

Fig. 5 Trace element compositions of variously occurring calcites in the Jinding Zn-Pb deposit, comparing with average carbonate in eastern China
Curve represents average trace elements of variously occurring calcites; Snap line area shows variations of trace elements; Dot line corresponds to average carbonate in eastern China

学信息。

金顶铅锌矿成矿期脉状方解石和结核状方解石在微量元素上分别显示规律性的特征(表1、图5)。脉状方解石相对中国东部碳酸盐岩以显著富集 Sr、Ba、Co、Ni、Zn、Cd、Sb、Tl、(W)、Mo、As、Bi、Pb 和 Y;而结核状方解石相对富集 Sr、

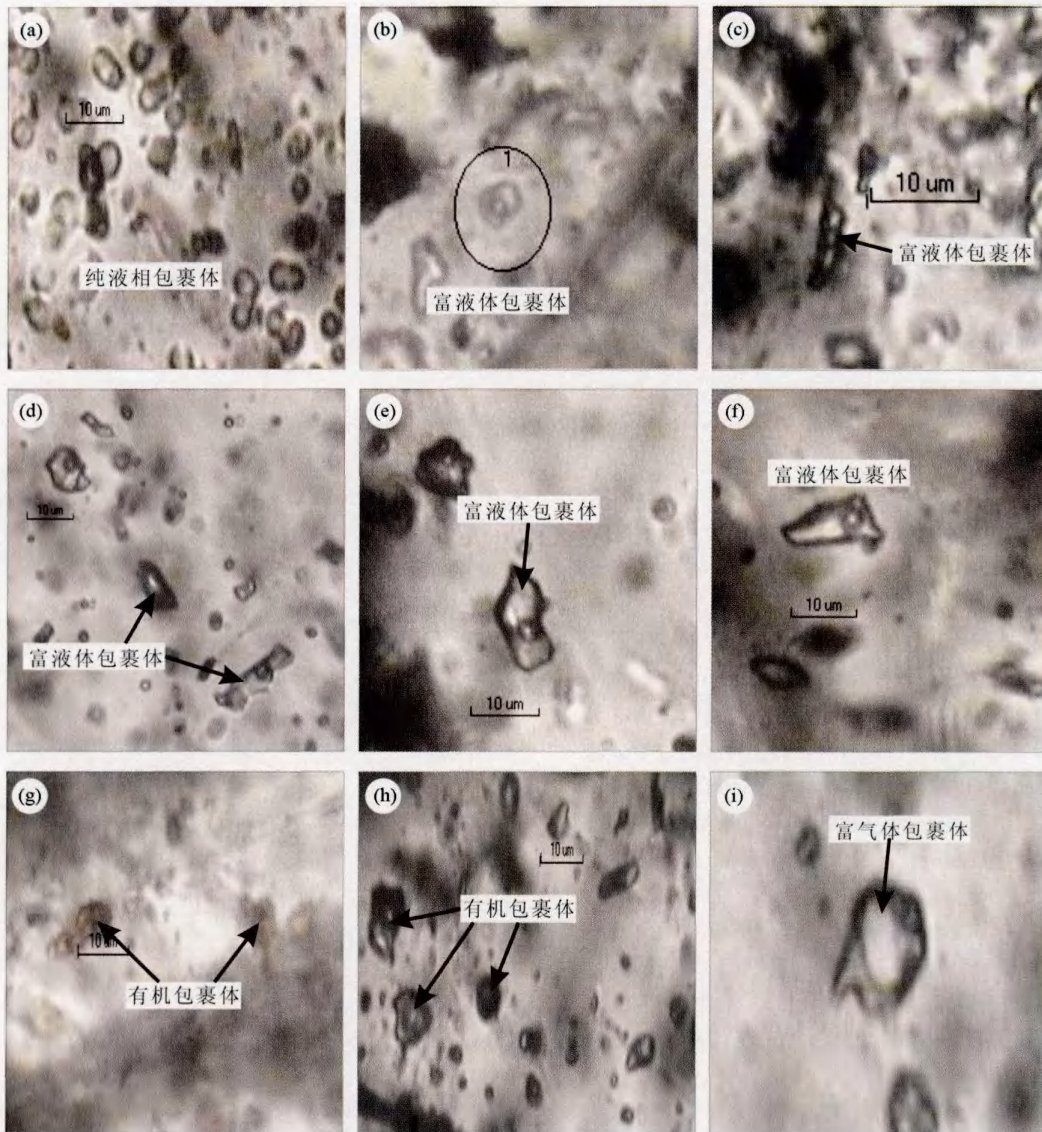


图6 金顶铅锌矿方解石流体包裹体类型

(a)-方解石中的纯液相包裹体；(b-f)-方解石中的富液体包裹体；(g, h)-方解石中的有机包裹体；(i)-方解石中的富气体包裹体

Fig.6 Fluid inclusion types in calcites in the Jinding Zn-Pb deposit

(a)-pure liquid fluid inclusions in calcites; (b-f)-liquid-rich fluid inclusions in calcites; (g, h)-hydrocarbon fluid inclusions in calcites; (i)-gas-rich fluid inclusions in calcites

Ba、Zn、Cd、Tl、As、Pb、Y，且其元素含量较低。研究显示：W、Mo、Bi 属高温成矿元素，通常与岩浆热液相关，Cd、Tl、Sb 是典型的亲硫重金属元素，常作为 Pb、Zn 的伴生元素赋存于硫化物矿床。薛春纪等(2006)认为金顶成矿流体相对富含 Co、Ni 可能指示了成矿作用与深部岩浆或地幔流体具有某种联系。结合铅同位素(张乾,1993)、稀有气体(薛春纪等,2003;王彦斌等,2004)以及超压流体包裹体(Chi *et al.*, 2005)研究成果,笔者认为金顶铅锌矿脉状方解石的形成很可能与深源流体或隐伏岩浆岩有关,而核结状方解石微量元

素特征更接近于浅成的低温热液流体,未受到或者很少受到深源流体的影响。

近年来,航磁测量发现兰坪盆地中部沿永平-兰坪南北向断裂带有一巨大的隐伏岩浆岩带分布,岩带向北倾伏,南部较浅,部分已出露地表(如皂角厂岩体、卓潘岩体),该区岩浆岩侵入的最新层位为第三系,同位素年龄在 40Ma 左右,它们具有相同的地幔源区,形成于大陆裂谷环境(滕彦国等,2001)。壳幔结构构造的地球物理研究也证实了在金顶矿床之下存在代表大量高温热液流体/岩浆或岩浆囊的壳内低速透镜

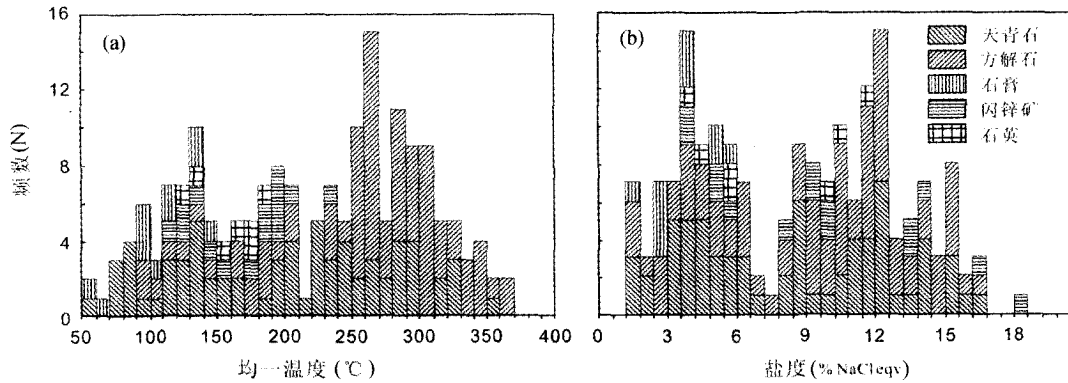


图7 金顶铅锌矿流体包裹体均一温度直方图(a)和盐度直方图(b)

Fig. 7 Histograms of homogenous temperature (a) and salinity (b) of fluid inclusions in the Jinding Zn-Pb deposit

体,而且软流圈出现15~20km的明显隆起(边千韬,2000)。这些研究成果支持上述结论,深源流体参与了金顶铅锌矿早期成矿作用,它们可能为成矿提供了充足的热量和成矿金属。

5.3 流体包裹体特征

金顶铅锌矿流体包裹体研究主要针对与成矿关系密切的透明矿物天青石、方解石、石英和石膏,此外还测试了少量的闪锌矿包裹体。在室温下,可鉴别原生流体包裹体有以下几种类型(图6):(1)纯液相包裹体(图6a),成群分布,常呈椭圆形,少量具不规则状,粒径通常小于 $10\mu\text{m}$,无色透明或略带色调,主要生长于石英、石膏和方解石中,该类型包裹体较发育;(2)富液体包裹体(图6b~f),成群分布或孤立产出,气液比通常介于5%~10%,椭圆状、长条状或不规则状,包裹体粒径通常小于 $10\mu\text{m}$,个别较大,寄主矿物为石英、方解石、天青石,该类包裹体最为发育;(3)有机包裹体(图6g,h),孤立产出或成群分布,椭圆状或不规则状,粒径通常介于4~ $10\mu\text{m}$,淡黄、黄褐、棕褐色调,寄主矿物主要为方解石和天青石,在矿区广泛发育;(4)富气体包裹体(图6k),孤立产出,不规则状,粒径常小于 $10\mu\text{m}$,气液比为55%~90%,寄主矿物为方解石,该类包裹体发育较少;(5) CO_2 包裹体(Chi *et al.*, 2005),识别出来的较少。

流体包裹体均一温度分布范围为54~370°C,大体上呈现出4个峰,分别是80~100°C、120~140°C、170~210°C和250~280°C(表3、图7a)。前3个均一温度峰值代表了热液成矿3个阶段的温度(薛春纪等,2002a)。而本文揭示了250~280°C均一温度峰值的存在,包裹体主要是有机包裹体,其寄主矿物为天青石、方解石。这一相对较高的成矿温度对于金顶铅锌矿床的意义有待进一步研究。包裹体盐度变化于1.2%~18.0% NaCleqv集中于2个区间:大于8% NaCleqv和小于8% NaCleqv(表3、图7b)。

在方解石流体包裹体均一温度-盐度散点图上(图8),结核状方解石流体包裹体相对低温低盐($T_h < 200^\circ\text{C}$, $S < 8.0\%$

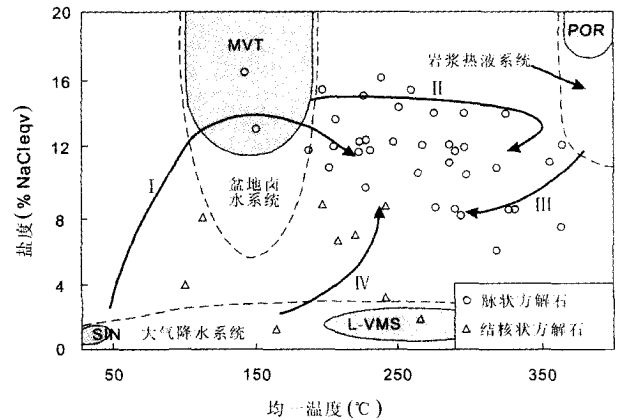


图8 金顶铅锌矿不同产状方解石流体包裹体均一温度-盐度散点图(据 Kesler, 2005 修改)

I-成岩作用中存在于岩石裂隙或矿物中的大气降水;II-盆地中的原生水、有机流体及盐湖卤水,著名的MVT型Pb-Zn矿就由此类性质的热液形成;III-源于深部的岩浆热液,可以提供充足的成矿金属和能量,常与斑岩Cu矿(POR)或夕卡岩矿床相关;IV-大气降水下渗,被加热和淋滤围岩,之后回流成矿,低温端产物如热泉伴随石灰华和泉华(SIN),高温端形成低硫化型的热液Cu-Au矿(L-VMS)

Fig. 8 Scatter diagram of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions of variously occurring calcites in the Jinding Zn-Pb deposit (modified after Kesler, 2005)

I-Meteoric water existed in the fractures of rocks or minerals; II-Connate water, hydrocarbon water and lake brine, forming the MVT deposit, was confined in the basin; III-Magmatic hydrothermal fluid released from crystallizing magma, usually related to porphyry Cu deposits and skarn deposits, can provide sufficient heat and metals; IV-Meteoric water was heated as permeating downward, leached wall rocks and formed ores on its back way, with by-products such as hot spring accompanying calcisinter and sinter at low temperature and epithermal Cu-Au deposits of the low-sulfidation type at high temperature

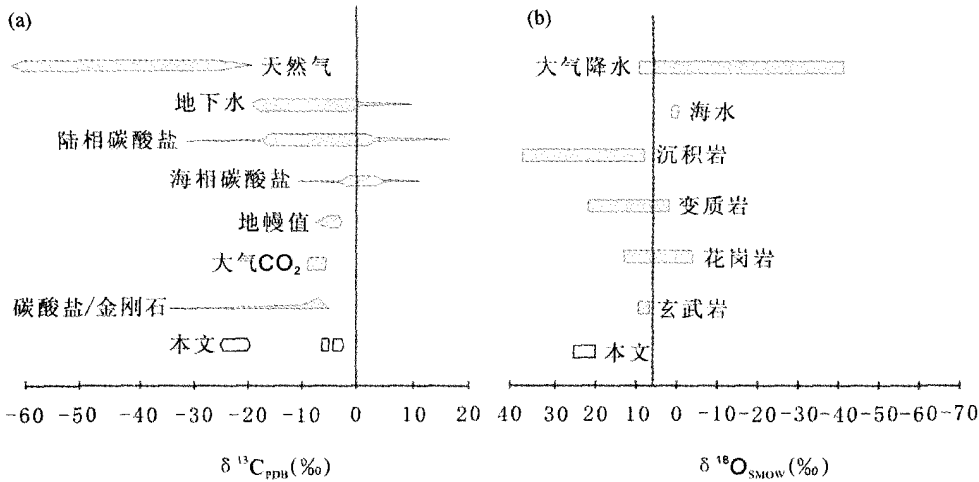


图9 重要地质储库: 碳同位素特征(a, 据 Clark and Fritz, 1997) 和氧同位素特征(b, 据 Hoefs, 1997)

Fig.9 $\delta^{13}C$ (a, after Clark and Fritz, 1997) and $\delta^{18}O$ (b, after Hoefs, 1997) values of important geological reservoirs

NaCleqv),其特征最接近大气降水体系,暗示了成矿流体可能以大气降水为主,在下渗过程中受地温梯度的影响被加热,对围岩的淋滤作用致使盐度升高(I或IV)。而脉状方解石显示相对高温高盐的特征($T_h > 250^\circ\text{C}$ 、 $S > 8.0\%$ NaCleqv),该类流体主要介于盆地卤水系统与岩浆热液系统之间,可能是低温高盐型盆地卤水的衍生产物(II)或流体混合所致。据此,笔者认为脉状方解石和结核状方解石分别代表2类不同性质的热液体系,早期成矿流体相对高温高盐,而晚期成矿流体则显示相对低温低盐的特征。

5.4 方解石碳-氧同位素组成特征

由于碳、氧特殊的元素地球化学性质,在不同地球化学端元之间有明显的同位素分馏,因而它们作为稳定同位素研究的重要方法,在矿床学上对于探讨成矿物质来源、水-岩反应过程等具有重要的意义。

热液中CO₂有3种来源:沉积碳酸盐岩的分解、地层有机质的降解和地幔。金顶铅锌矿成矿期脉状方解石碳同位素分散($\delta^{13}C_{PDB}$ 介于 -22.95‰ ~ -2.56‰),兼具碳酸盐和有机碳的特征(表4、图9),说明热液中的CO₂起源于沉积碳酸盐岩和地层有机物的分解(罗君烈等,1994;王彦斌等,2004;He *et al.*, 2009);而氧同位素组成(表4、图9)相对均一($\delta^{18}O_{SMOW} = 22.09\text{‰}$ ~ 23.49‰),理论计算在 $250 \sim 300^\circ\text{C}$ 下与之处于氧同位素平衡状态的成矿流体的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 介于 12.96‰ ~ 17.71‰ ,显示了沉积岩的氧同位素组成特征。研究表明,金顶矿区上三叠统三合洞组广泛分布三叠系灰黑色、深灰色海相、泻湖相泥灰岩、富碳灰岩,其有机质含量丰富,有机碳为 3.28% ,而矿石中沥青的 $\delta^{13}C = -27.7\text{‰}$ ~ -27.4‰ (高永宝等,2008),暗示了沉淀脉状方解石的成矿流体与含有机质丰富的三合洞组灰岩关系密切。结核状方解石碳同位素分布集中, $\delta^{13}C_{PDB} = -7.02\text{‰}$ ~ -6.18‰ ,平

均 -6.56‰ ,通常这种碳同位素组成表明,流体中的碳来自于深部或者碳酸盐与有机碳的混合作用(Hoefs, 1997;彭建堂和胡瑞忠,2001)。而该期方解石 $\delta^{13}C$ 较窄的变化范围,排除了有机物为方解石提供主要碳的可能性。方解石 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 介于 20.16‰ ~ 22.43‰ ,理论计算在 $150 \sim 200^\circ\text{C}$ 下与之处于氧同位素平衡状态的成矿流体的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 介于 7.06‰ ~ 12.65‰ ,该值明显偏离原生水(约 5‰ ~ 7‰ , Ohmoto, 1986)或岩浆水(约 5.5‰ ~ 8.5‰),这种氧同位素组成指示热液体系可能为地层水或者是与围岩充分交换同位素的大气降水。据罗君烈等(1994)资料,与结核状方解石近于同期的天青石 δD_{H_2O} 为 -100.55‰ , $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 -8.64‰ ,靠近大气降水线,成矿溶液较多来自大气降水;方解石Sr同位素也显示壳源特征。因此,笔者认为与结核状方解石相关的成矿流体以大气降水为主。

6 结论

(1)金顶铅锌矿成矿期方解石以轻稀土富集,轻重稀土显著分异,中等至弱的负Eu异常,配分模式向右陡倾为特征,具有相似的Mg、Fe和Mn含量,相对富Mn, Mn/Fe、Mn/Mg比值大于1,属典型的热液成因方解石。脉状方解石相对于结核状方解石稀土总量较高,变化范围较大,轻重稀土元素分异也较大,并以富集Co、Ni、(W)、Mo、Bi为特征。

(2)流体包裹体研究显示,脉状方解石和结核状方解石分别代表2类不同性质的热液体系,早期成矿流体相对高温高盐,而晚期成矿流体具有相对低温低盐的特征。

(3)碳-氧同位素显示沉淀脉状方解石的成矿流体与含有机质丰富的三合洞组灰岩关系密切,而结核状方解石成矿流体以大气降水为主。

综合分析认为,金顶铅锌矿成矿过程中至少存在2期热

液活动,早期成矿流体为多源的混合流体,成矿过程中可能有深源组分的加入;而晚期成矿流体以大气降水为主。金顶铅锌矿应为“壳幔流体混合成矿”。

致谢 作者诚挚感谢云南省地质矿产开发局和云南省金鼎铋业有限公司在野外工作中的大力支持以及中国科学院地球化学研究所胡静老师、刘世荣老师、郑文琴老师和周国富老师在分析测试过程中给予帮助和指导,同时感谢审稿人提出的宝贵的修改意见。

References

- Bai JF, Wang CH and Na RX. 1985. Geological characteristics of the Jinding lead-zinc deposit in Yunnan, with a special discussion on its genesis. *Mineral Deposits*, 4(1): 1-9 (in Chinese with English abstract)
- Bian QT. 2000. A discussion about the relationship between the super large-scale ore deposits and the tectonics of the mantle-crust structure (taking Yunnan as example) In: Tu GC (ed.). *The Super Large-scale Ore Deposit in China* (1). Beijing: Science Press, 545-569 (in Chinese with English abstract)
- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683-684
- Chi GX, Qing HR, Xue CJ *et al.* 2005. An overpressured fluid system associated with the giant sandstone-hosted Jinding Zn-Pb deposit, western Yunnan, China. *Biennial SGA Meeting*, 8(1): 93-96
- Clark I and Fritz P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. New York: Lewis Publishers, 328
- Gao GL. 1989. Review of geological origin about Jinding lead-zinc ore deposit. *Earth Science*, 14(5): 467-475 (in Chinese with English abstract)
- Gao YB, Xue CJ and Zeng R. 2008. Forming mechanisms of H₂S in the Jinding Pb-Zn deposit, Lanping basin, Northwest Yunnan Province. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 30(4): 367-372 (in Chinese with English abstract)
- Haas JR, Shock EL and Sassani DC. 1995. Rare-earth elements in hydrothermal systems-estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare-earth elements at high-pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(21): 4329-4350
- He LQ, Song YC, Chen KX *et al.* 2009. Thrust-controlled, sediment-hosted, Himalayan Zn-Pb-Cu-Ag deposits in the Lanping foreland fold belt, eastern margin of Tibetan Plateau. *Ore Geology Reviews*, 36(1-3): 106-132
- Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. New York: Springer
- Hu MA. 1989. A preliminary evaluation of the mineralization and their characteristics on the karst-type lead-zinc deposit by the exemplification of Jinding, Yunnan Province. *Earth Science*, 14(5): 531-538 (in Chinese with English abstract)
- Kesler SE. 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13-18
- Li RQ. 1995. Variation of Mg-Fe-Mn contents of calcites and its significance in southern Hunan polymetallic province. *Hunan Geology*, 12(2): 99-105 (in Chinese with English abstract)
- Liang T, Wang DH, Qu WJ *et al.* 2007. REE geochemistry of calcites in the Dachang tin polymetallic deposit, Guangxi. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2493-2503 (in Chinese with English abstract)
- Lottermoser BC. 1992. Rare-earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25-41
- Luo JL, Yang YH, Zhao Z *et al.* 1994. Evolution of the Tethys in Western Yunnan and Mineralization for Main Metal Deposits. Beijing: Geological Publishing House, 157-214 (in Chinese with English abstract)
- Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(3): 745-750
- Möller P and Morteani G. 1983. On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In: Augusthitis SS (ed.). *The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problems and Controversies*. Athens: Theophrastus, 747-791
- Ohmoto H. 1986. Stable isotopes geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16: 491-559
- Peng JT and Hu RZ. 2001. Carbon and oxygen isotope systematics in the Xinkuangshan giant antimony deposit, Central Hunan. *Geological Review*, 47(1): 34-41 (in Chinese with English abstract)
- Rimstidt JD, Balog A and Webb J. 1998. Distribution of trace elements between carbonate minerals and aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(11): 1851-1863
- Shannon RD and Prewitt CT. 1969. Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Crystallographica*, B25: 925-946
- Shannon RD. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, A32: 751-767
- Shi JX, Yi FH, Wen QD *et al.* 1983. The rock-ore characteristics and mineralization of Jinding lead-zinc deposit, Lanping. *Yunnan Geology*, 2(3): 179-195 (in Chinese with English abstract)
- Shuang Y, Bi XW, Hu RZ *et al.* 2006. REE geochemistry of hydrothermal calcite from tin-polymetallic deposit and its indication of source of hydrothermal ore-forming fluid. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 26(2): 57-65 (in Chinese with English abstract)
- Subías I and Fernándeznieto C. 1995. Hydrothermal events in the valledetena (Spanish western pyrenees) as evidenced by fluid inclusions and trace element distribution from fluorite deposit. *Chemical Geology*, 124(3-4): 267-282
- Teng YG, Liu JD, Zhang CJ *et al.* 2001. Trace element characteristics of magmatic rock series in Lanping Basin and its neighboring areas. *Journal of Chengdu University of Technology*, 28(1): 40-44 (in Chinese with English abstract)
- Wang AJ, Cao DH, Gao L *et al.* 2009. A probe into the genesis of Jinding super-large Pb-Zn ore deposit. *Acta Geologica Sinica*, 83(1): 43-54 (in Chinese with English abstract)
- Wang JB and Li CY. 1991. REE geochemistry of the Jinding super-large Pb-Zn deposit. *Geochimica*, 20(4): 359-365 (in Chinese with English abstract)
- Wang YB, Zeng PS, Li YH *et al.* 2004. He-Ar isotope composition of Jinding and Baiyangping mineral deposit and its significance. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(4): 76-80 (in Chinese with English abstract)
- Wood SA. 1990. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. I. Review of available low temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural-water. *Chemical Geology*, 82(1-2): 159-186
- Wu GG and Wu XD. 1989. A preliminary study on the tectonic evolution and mineralization regularity of the Jinding lead-zinc deposit, Yunnan Province. *Earth Science*, 14(5): 477-486 (in Chinese with English abstract)
- Xue CJ, Wang DH, Chen YC *et al.* 2000. Helium, argon, and xenon isotopic compositions of ore-forming fluids in Jinding-Baiyangping polymetallic deposits, Yunnan, Southwest China. *Acta Geologica Sinica*, 74(3): 521-528
- Xue CJ, Chen YC, Yang JM *et al.* 2002a. Jinding Pb-Zn deposit: Geology and geochemistry. *Mineral Deposits*, 21(3): 270-277 (in Chinese with English abstract)
- Xue CJ, Chen YC, Yang JM *et al.* 2002b. The CO₂-rich and hydrocarbon-bearing ore-forming fluid and their metallogenic role in the Lanping Pb-Zn-Ag-Cu orefield, north-western Yunnan. *Acta Geologica Sinica*, 76(2): 244-253 (in Chinese with English abstract)
- Xue CJ, Chen YC, Yang JM *et al.* 2002c. Analysis of ore-forming

- background and of tectonic system of Lanping basin, western Yunnan Province. *Mineral Deposits*, 21(1): 36 - 44 (in Chinese with English abstract)
- Xue CJ, Chen YC, Wang DH *et al.* 2003. Geology and isotopic composition of helium, neon, xenon and metallogenic age of the Jinding and Baiyangping ore deposits, northwest Yunnan, China. *Science in China (Series D)*, 46(8): 789 - 800
- Xue CJ, Zeng R, Gao YB *et al.* 2006. Fluid processes of a heavy metallogenesis at Jinding, Lanping, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 1031 - 1039 (in Chinese with English abstract)
- Yan MC and Chi QH. 1997. *Geochemical Composition of Rocks and Crust in the Eastern China*. Beijing: Science Press, 1 - 292 (in Chinese with English abstract)
- Yin HH, Fan WM and Lin G. 1990. The deep factor of geodepression basin evolution and the mineralization of crust-mantle mixing in Lanping-Simao, Yunnan. *Geotectonica et Metallogenia*, 14(2): 113 - 124 (in Chinese with English abstract)
- Zeng R, Xue CJ, Liu SW *et al.* 2007. REE of fluid inclusion and ore-forming fluids in the giant Jinding Pb-Zn deposit, Yunnan. *Geology and Prospecting*, 43(2): 55 - 61 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q. 1993. Pb isotopic composition of Jinding super-large Pb-Zn in Yunnan Province and discussion on the sources of lead. *Geology and Prospecting*, 29(5): 21 - 28 (in Chinese with English abstract)
- Zhao XY. 1989. On the genesis of the Jinding lead-zinc ore deposit in Yunnan. *Earth Science*, 14(5): 523 - 530 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YY and Zheng YF. 2011. Diagenesis of carbonate sediments. *Acta Petrologica Sinica*, 27(2): 501 - 519 (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(8): 2299 - 2307
- Zhong SJ and Mucci A. 1995. Partitioning of rare-earth elements (REE) between calcites and seawater solution at 25-degrees-C and 1atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(3): 443 - 453
- ### 附中文参考文献
- 白嘉芬, 王长怀, 纳荣仙. 1985. 云南金顶铅锌矿床地质特征及成因初探. *矿床地质*, 1(1): 1 - 9
- 边千韬. 2000. 地球壳幔结构构造与超大型矿床成矿关系初议(以云南地区为例). 见: 涂光炽等著. *中国超大型矿床(1)*. 北京: 科学出版社, 545 - 569
- 高广立. 1989. 论金顶铅锌矿床的地质问题. *地球科学*, 14(5): 468 - 475
- 高永宝, 薛春纪, 曾荣. 2008. 兰坪金顶铅锌硫化物成矿中硫化氢成因. *地球科学与环境学报*, 30(4): 367 - 372
- 胡明安. 1989. 试论岩溶型铅锌矿床的成矿作用及其特点——以云南兰坪金顶矿床为例. *地球科学*, 14(5): 531 - 538
- 李荣清. 1995. 湖南多金属矿床方解石中镁铁锰含量特征及其意义. *湖南地质*, 14(2): 99 - 105
- 梁婷, 王登红, 屈文俊等. 2007. 广西大厂锡多金属矿床方解石的REE地球化学特征. *岩石学报*, 23(10): 2493 - 2503
- 罗君烈, 杨友华, 赵准等. 1994. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用. 北京: 地质出版社, 157 - 214
- 彭建堂, 胡瑞忠. 2001. 湘中锡矿山超大型铋矿床的碳、氧同位素体系. *地质论评*, 47(1): 34 - 41
- 施加辛, 易凤煌, 文启蔚. 1983. 兰坪金顶铅锌矿床的岩矿特征及成因. *云南地质*, 2(3): 179 - 195
- 双燕, 毕献武, 胡瑞忠等. 2006. 芙蓉锡矿方解石稀土元素地球化学特征及其对成矿流体来源的指示. *矿物岩石地球化学通报*, 26(2): 57 - 65
- 滕彦国, 刘家铎, 张成江等. 2001. 兰坪盆地及邻区岩浆岩的微量元素地球化学研究. *成都理工学院学报*, 28(1): 40 - 44
- 王安建, 曹殿华, 高兰等. 2009. 论云南兰坪金顶超大型铅锌矿床的成因. *地质学报*, 83(1): 43 - 54
- 王京彬, 李朝阳. 1991. 金顶超大型铅锌矿床REE地球化学研究. *地球化学*, 20(4): 359 - 365
- 王彦斌, 曾普胜, 李延河等. 2004. 云南金顶和白秧坪矿床He, Ar同位素组成及其意义. *矿物岩石*, 24(4): 76 - 80
- 吴淦国, 吴习东. 1989. 云南金顶铅锌矿床构造演化及矿化富集规律初探. *地球科学*, 14(5): 477 - 486
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民等. 2002a. 金顶铅锌矿床地质-地球化学. *矿床地质*, 21(3): 270 - 277
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民等. 2002b. 滇西北兰坪铅锌银铜矿田含烃富CO₂成矿流体及其地质意义. *地质学报*, 76(2): 244 - 253
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民等. 2002c. 滇西兰坪盆地构造体制和成矿背景分析. *矿床地质*, 21(1): 36 - 44
- 薛春纪, 陈毓川, 王登红等. 2003. 滇西北金顶和白秧坪矿床: 地质和He, Ne, Xe同位素组成及成矿时代. *中国科学(D辑)*, 33(4): 315 - 322
- 薛春纪, 曾荣, 高永宝等. 2006. 兰坪金顶大规模成矿的流体过程-不同矿化阶段流体包裹体微量元素约束. *岩石学报*, 22(4): 1031 - 1039
- 鄯明才, 迟清华. 1997. 中国东部地壳与岩石的地球化学组成. 北京: 科学出版社, 1 - 292
- 尹汉辉, 范蔚茗, 林舸. 1990. 云南兰坪-思茅地洼盆地演化的深部因素及幔-壳复合成矿作用. *大地构造与成矿学*, 4(2): 113 - 124
- 曾荣, 薛春纪, 刘淑文等. 2007. 云南金顶铅锌矿床成矿流体与流体的稀土元素研究. *地质与勘探*, 43(2): 55 - 61
- 张乾. 1993. 云南金顶超大型铅锌矿床的铅同位素组成及铅来源探讨. *地质与勘探*, 29(5): 21 - 28
- 赵兴元. 1989. 云南金顶铅锌矿床成因研究. *地球科学*, 14(5): 523 - 530
- 赵彦彦, 郑永飞. 2011. 碳酸盐沉积物的成岩作用. *岩石学报*, 27(2): 501 - 519