

论梅仙块状硫化物矿床的特征 及成矿地质环境*

周兵 顾连兴

(南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室, 南京)

提 要: 梅仙铅锌矿床产于双峰式火山岩系内, 火山岩的岩石化学、稀土和微量元素特征的研究表明其形成于大陆裂谷环境中, 闽中裂谷带的发生、发展和演化控制着梅仙矿床的成矿过程。梅仙铅锌矿床特征的研究揭示其是与裂谷火山活动有关的块状硫化物矿床, 并经后期热液叠加改造。梅仙矿床的成矿金属成分、地质环境、火山活动特征以及地壳拉张程度均表明梅仙矿床是介于华南型和 Besshi 型间的过渡类型。

关键词: 块状硫化物 双峰式火山岩 闽中裂谷带 福建梅仙

福建梅仙铅锌(银)块状硫化物矿床是继水吉铅锌(银)矿床后在闽中裂谷带内新发现的又一大型矿床, 仅丁家山矿段控制的铅锌(银)储量就达大型规模^[1]。关于梅仙矿床有夕卡岩成因、岩浆热液交代成因等争论, 通过近年来的深入研究^[2], 认识到梅仙矿床是受元古宙火山沉积岩系控制并经后期地质作用改造和叠加的块状硫化物矿床, 在此认识指导下找矿工作取得了突破。本文主要阐明梅仙矿床的成矿地质背景、矿床特征及成因。

1 含矿岩系特征

含矿的龙北溪组绿片岩不整合于中元古代迪口组角闪岩相变质基底之上^[3,4], 与上覆的新元古代—早震旦纪的大岭组片岩^[5]呈整合接触, 结合同位素资料^[6]可推断龙北溪组形成于新元古代。龙北溪组主要沿政和—大埔深大断裂带西侧呈北东向展布, 北起松溪渭田, 经政和、建瓯、南平, 南至尤溪、安溪, 分布区长约280 km, 宽约20 km, 其岩性主要为各种片岩, 夹少量大理岩、石英岩、变粒岩等, 根据岩性组合龙北溪组分为三段, 对应着三个火山—沉积作用旋回, 在其中上段火山岩分布尤为广泛, 研究火山作用特征对判断大地构造环境、恢复构造演化历程具有重要意义。

岩石化学频率直方图和 $Si/3 - (K+Na+2Ca/3)$ 、 $Na_2O+K_2O-SiO_2$ 图(图略)均表明龙北溪组火山岩 SiO_2 含量集中分布在 45%~52% 和 65%~73% 两区间, 显示双峰式火山活动特征, 是拉张环境中典型岩石组合^[18]。作为双峰式火山岩组成部分的玄武岩(已变质成绿片岩) SiO_2 、 Al_2O_3 含量较低, 变化范围小(表1), SiO_2 平均含量为 48.63%, Al_2O_3 是 13.62%,

* 本文得到国家自然科学基金项目(49773194)和有色金属总公司行业基金资助
第一作者简介: 周兵, 男, 1970年生, 矿床学专业在读博士研究生, 已发表“梅仙矿床闪锌矿中黄铜矿疾病的交代成因”等论文。邮政编码: 210093
1998-05-18 收稿, 1998-08-16 修改回

而 TiO_2 (1.5%~2.38%)、 P_2O_5 (>0.30%) 含量则较高, 说明了原始岩浆部分融熔程度较低, 这些特征与巴西南部高磷钛 (HPT) 大陆溢流玄武岩相似^[19,20], 和奥斯陆裂谷斯基恩玄武岩特征也基本相同。区内变质玄武岩碱含量较高, 随着 Na_2O 含量的升高岩石即过渡为细碧岩。细碧岩主要由绿帘石、钠长石、阳起石、绿泥石、辉石等组成, 并具以钠长石、阳起石为斑晶的变余斑状结构和变余辉绿结构、交织结构, 片状构造, 偶见椭圆状的残余杏仁构造, 其内被钠长石、石英、方解石等矿物充填。细碧岩中的钠长石晶体清晰明亮, 少数颗粒的聚片双晶清楚, 电子探针分析结果 (表 2) 显示钠长石几乎不含钙长石分子。

表 1 龙北溪组变质火山岩岩石化学分析结果 (%)

Table 1. Chemical compositions of metavolcanic rocks from the Longbeixi Formation

样号	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量
Fj-10	钠长变粒岩	77.99	0.34	11.09	0.96	1.02	0.05	0.39	0.78	3.99	2.69	0.04	3.00	99.34
Fj-16	变质玄武岩	52.08	2.38	11.40	7.78	2.75	0.10	5.51	8.12	5.84	0.49	0.49	2.78	99.72
Fj-17	变质玄武岩	46.64	1.68	16.43	6.06	4.13	0.27	5.38	11.63	1.63	3.14	0.66	1.98	99.63
Fj-21	变质玄武岩	47.75	1.50	13.73	6.88	7.31	0.17	6.65	8.43	2.32	1.69	0.38	3.15	99.96
Fj-24	变质玄武岩	47.51	1.92	13.34	5.13	6.90	0.21	7.23	10.74	2.30	2.98	0.30	1.23	99.79
Fj-25	变质玄武岩	47.24	1.94	14.13	5.87	6.13	0.21	6.57	11.53	2.44	2.41	0.32	1.15	99.99
Fj-26	变质玄武岩	48.22	2.06	14.69	5.26	5.61	0.19	6.08	10.74	3.02	2.23	0.32	0.97	99.39
Fj-29	变质玄武岩	49.01	2.02	14.40	4.62	6.13	0.19	6.23	9.49	3.46	2.41	0.30	1.07	99.33

注: 由南京大学地球科学系中心实验室林雨萍用湿化学法测试

表 2 细碧岩中钠长石电子探针分析结果 (%)

Table 2. Electron microprobe analyses of albite from spilite

探针点号	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	MnO	FeO	TiO_2	K_2O	An
1	14.354	0.014	19.197	66.467	0.037	0.092	0.051	b. d.	0.083	0.27
2	11.052	b. d.	19.894	69.088	0.01	0.060	0.069	0.039	0.069	0.10
3	11.139	b. d.	20.388	67.649	0.057	0.02	0.069	b. d.	0.061	0.54
4	11.187	0.003	21.073	68.148	0.061	b. d.	b. d.	0.044	0.061	0.58

注: 由南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室张文兰测试; b. d. — 未检出

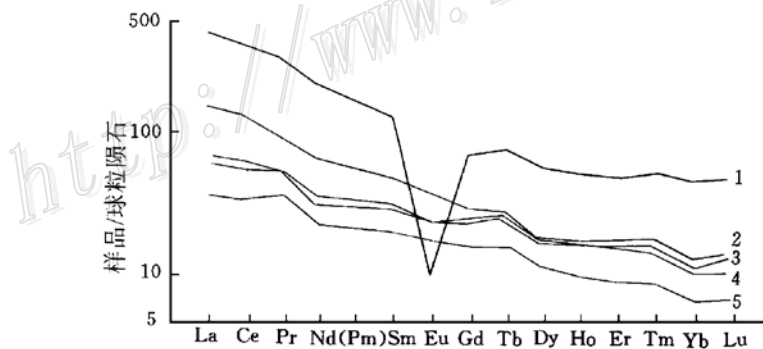


图 1 赤溪剖面龙北溪组变质火山岩稀土分布型式

1—变质酸性火山岩 (Fj-10); 2~5—变质玄武岩 (细碧岩, Fj-16, Fj-17, Fj-24, Fj-26)

Fig. 1. Chondrite-normalized REE patterns of meta-volcanic rocks of Longbeixi

Formation along Chixi section.

1—Metamorphosed acid volcanic rock (Fj-10); 2~5—Meta-basalt (spilite, Fj-16, Fj-17, Fj-24, Fj-26).

由于微量、稀土元素在后期的地质作用如热液蚀变、海底风化及低级变质过程中一般不活动，相互间比值不易改变，故基于显生宙岩石研究所建立的判别图解仍可用于元古宙岩石成岩构造环境的研究^[21]。赤溪剖面龙北溪组变质玄武岩（细碧岩）稀土总量（表 3）较高（ ΣREE 为 $88.78 \times 10^{-6} \sim 112.48 \times 10^{-6}$ ），经球粒陨石标准化的稀土分布型式呈轻稀土富集（ La_N/Yb_N 平均值 6.81）的右倾型（图 1），与洋中脊、岛弧玄武岩的稀土元素特征截然不同，而与板内玄武岩特别是大陆裂谷碱性玄武岩一致。在 $\text{Ti}/100\text{-Zr-}3 \times \text{Y}$ 、 $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ （图 2）和 $2 \times \text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ 、 $\text{Hf}/3\text{-Th-Ta}$ 等图解中（图略）龙北溪组变质玄武岩投影结果高度一致，均落入板内玄武岩区。微量元素（表 3）MORB 标准化^[22]蛛网图（图略）显示从 Sr 到 Ti 的强不相容元素和高场强元素富集，而 Y、Yb、Sc 则亏损，类似于 Pearce 板内玄武岩分布型式，表明本区玄武岩是陆壳下方地幔较低程度部分融熔的产物。因此，龙北溪组火山岩形成于大陆裂谷环境。

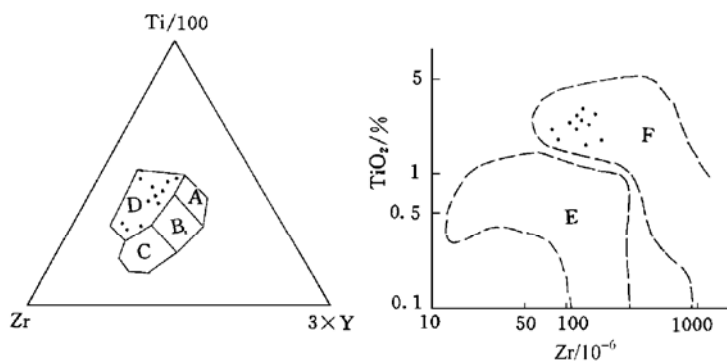


图 2 赤溪剖面变质玄武岩 $\text{Ti}/100\text{-Zr-}3 \times \text{Y}$ 、 $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ 板块环境判别图解

（据 Pearce, 1973）

A—岛弧拉斑玄武岩；B—洋脊拉斑玄武岩；C—岛弧钙碱性玄武岩；D—板内玄武岩；E—岛弧熔岩；F—板内熔岩

Fig. 2. Discrimination of plate tectonics on $\text{Ti}/100\text{-Zr-}3 \times \text{Y}$ and $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ diagram for meta-volcanic rocks along the Chixi section.

1—Island arc tholeiite; B—Oceanic ridge tholeiite; C—Island arc calc-alkaline basalt; D—Intraplate basalt; E—Island arc lava; F—Intraplate lava.

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质概况

矿区出露有龙北溪组、大岭组变质岩和侏罗纪地层，矿体即赋存于龙北溪组绿片岩内（图略）。矿区构造简单，自西向东依次分布着谢家山背斜、铜坑向斜、梅仙背斜和梅仙向斜，背斜轴向北东 $20^\circ \sim 40^\circ$ ，轴部由龙北溪组地层组成，产状平缓，大岭组构成两翼，产状稍陡，区内有北东向、南北向和北西向三组燕山期断裂，对矿体有破坏作用。矿区岩浆活动较弱，出露的燕山期花岗斑岩对矿体有改造作用。

2.2 矿体形态和矿石组构

梅仙矿区由南向北依次有丁家山、关兜—铜坑和谢坑三个矿段（图3），矿体呈层状、似层状

表 3 赤溪剖面龙北溪组火山岩微量稀土元素含量(10⁻⁶)

元素及特征值 岩石名称	Zn	Cd	Pb	Co	Ni	Ba	Fe	Cr	V	Cu	Al	Sr	Li	Y	Sc	Ta	Nb	Zr	Hf	Th
Fj-10 斜长变粒岩	247.3	13.62	81.70	16.05	15.63	2375	31430	13.68	105.3	16.48	98760	130.4	149.8	14.87	3.461	3.755	67.39	640.6	9.044	15.2
Fj-16 变质玄武岩	194.9	12.49	73.31	71.60	164.8	692.3	73250	670.1	329.8	70.65	56140	101.2	16.40	12.16	23.18	2.964	23.84	120.2	3.75	7.6
Fj-17 变质玄武岩	479.2	16.57	77.99	55.24	55.17	1564	63220	81.94	325.9	14.19	74600	431.8	46.36	20.56	14.44	3.323	27.58	183.5	4.876	2.0
Fj-21 变质玄武岩	288.3	14.71	76.99	58.69	38.67	981.9	86970	28.33	428.5	92.40	64250	302.4	53.38	24.2	27.45	2.835	12.43	144.4	3.896	9.2
Fj-24 变质玄武岩	235.6	15.00	122.3	64.12	49.78	859.0	92378	60.51	446.9	15.23	65890	496.7	95.79	22.17	26.39	3.801	12.87	116.7	5.029	4.5
Fj-25 变质玄武岩	302.0	14.52	120.0	61.25	51.95	318.5	90880	67.42	447.0	9.925	62040	653.4	73.43	22.79	28.05	3.701	14.23	113.3	3.576	<1
Fj-26 变质玄武岩	208.9	15.02	128.3	59.95	55.29	504.4	83910	71.23	426.2	10.46	91130	499.4	83.35	20.67	28.61	4.422	13.09	115.0	2.981	6.9
Fj-29 变质玄武岩	264.2	15.06	128.0	59.71	53.95	587.6	84860	68.19	438.2	8.496	70800	565.1	70.22	23.41	29.54	3.822	15.77	129.0	3.480	5.1
元素及特征值 岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	($\frac{La}{Yb}$) _n	δEu	$\frac{LREE}{HREE}$	$\frac{Eu}{Sm}$	
Fj-10 斜长变粒岩	114.0	228	30.5	98.8	18.9	0.54	14.0	2.7	13.6	2.70	7.36	1.21	7.23	1.09	541.53	10.38	0.098	14.06	0.0286	
Fj-16 变质玄武岩	22.15	49.34	5.616	19.10	4.551	1.264	3.854	0.6209	2.759	0.5370	1.389	0.2054	0.9509	0.1457	112.4834	14.37	0.91	16.02	0.2777	
Fj-17 变质玄武岩	35.70	77.95	8.382	29.17	6.846	1.983	5.710	0.9444	4.238	0.8327	2.232	0.3269	1.599	0.2427	176.1567	14.71	0.95	15.91	0.2897	
Fj-21 变质玄武岩	17.43	40.43	5.354	17.22	4.726	1.488	4.887	0.9058	4.577	0.9294	2.741	0.4142	2.195	0.3482	103.6456	5.23	0.69	7.55	0.3147	
Fj-24 变质玄武岩	12.85	31.17	4.850	14.15	4.226	1.344	4.474	0.8711	4.011	0.8649	2.446	0.3959	1.857	0.2707	83.7806	4.55	0.94	6.82	0.3179	
Fj-25 变质玄武岩	14.00	33.21	4.967	14.55	4.351	1.433	4.620	0.9114	4.082	0.8928	2.567	0.4213	1.926	0.2961	88.2282	4.79	0.92	6.95	0.3293	
Fj-26 变质玄武岩	14.49	33.86	4.699	14.42	4.235	1.338	4.359	0.8916	3.881	0.8428	2.389	0.3740	1.708	0.2545	87.7219	5.47	0.95	7.49	0.3159	
Fj-29 变质玄武岩	16.33	38.02	5.184	16.04	4.785	1.492	4.982	0.9923	4.355	0.9420	2.734	0.4443	1.974	0.3145	98.5871	5.45	1.07	7.38	0.3118	

注:由南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室质谱分析,分析方法:ICP-MS,仪器:JY38S

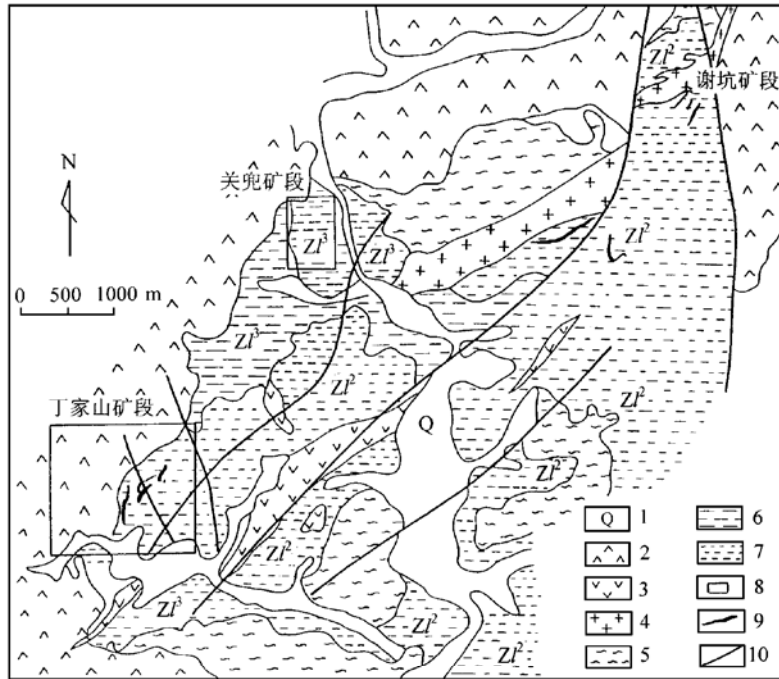


图 3 梅仙矿区地质平面图

(据中国有色总公司华东地质调查局资料)

1—第四系；2—侏罗系火山岩；3—石英斑岩；4—花岗斑岩；5—大岭组；6—龙北溪组中段 ($Z1^2$)；7—龙北溪组上段 ($Z1^3$)；8—矿段范围；9—矿体；10—断层

Fig. 3. Geological map of the Meixian ore district.

1—Quaternary; 2—Jurassic volcanic rock; 3—Quartz porphyry; 4—Granite porphyry; 5—Daling Formation; 6—Middle Member of Longbeixi Formation ($Z1^2$); 7—Upper Member of Longbeixi Formation ($Z1^3$); 8—Limits of ore block; 9—Orebody; 10—Fault.

与龙北溪组绿片岩整合接触，沿走向可尖灭再现（图 4）。以丁家山矿段为例，矿体分上下两层，下层矿体延长 1500 m，延深 500 m，钻孔资料揭示其厚度在 1.2~25.3 m 间，Pb+Zn 品位 3.31%~12.66%，铜含量很低，属 Pb-Zn-Cu 型^[23]，上层矿体延长 750 m，延深 150 m，层厚度 1.1~18.8 m，Pb+Zn 品位 0.61%~10.62%，下部矿体较上部矿体规模大，品位高。主要金属矿物有磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、磁铁矿、黄铜矿、黄铁矿、赤铁矿及少量黝铜矿、银金矿等，脉石矿物有绿帘石、绿泥石、钠长石、阳起石、透辉石、石榴石、石英、方解石等。矿石呈块状、条带状，亦见细脉状、浸染状和团块状构造。不同自形程度的镶嵌结构和交代结构是矿石的主要结构类型，局部可见退火重结晶、压力双晶和变胶状结构。矿石矿物组合和结构研究表明梅仙矿床有两期矿化，即海底喷流沉积的第一期矿化，形成磁黄铁矿、磁铁矿和少量方铅矿、闪锌矿、黄铜矿和热液叠加的第二期矿化，形成大量闪锌矿、方铅矿和黄铜矿。

2.3 矿石矿物特征性结构研究

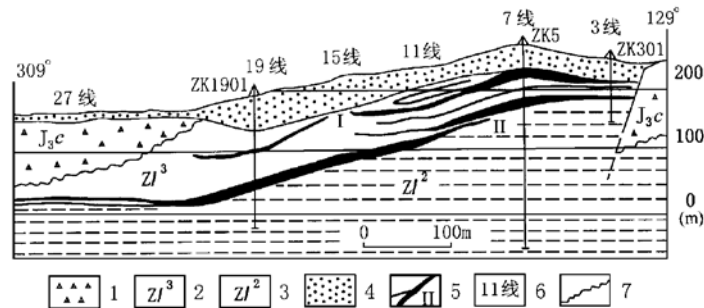


图4 丁家山矿段矿体勘探剖面图

1—侏罗纪地层；2—龙北溪组上段；3—龙北溪组中段；4—第四纪堆积物；5—矿体；6—勘探线；7—不整合面

Fig. 4. Exploration section across the orebodies in the Dingjiashan ore block.

1—Jurassic; 2—Upper Member of Longbeixi Formation; 3—Middle Member of Longbeixi Formation; 4—Quaternary Cumulate; 5—Orebody; 6—Exploration line; 7—Unconformity.

梅仙矿床中磁黄铁矿呈自形粒状，粒径一般在0.5 mm以上，集合体呈条带状、块状和浸染状，与变质矿物如阳起石、绿帘石相间成条带状或被这些变质矿物切割，因此梅仙矿床绝大部分磁黄铁矿为同生沉积成因。有些研究者^[24]认为，由于块状硫化物矿床的成矿温度较低，同生沉积磁黄铁矿缺乏单斜出溶体，而顾连兴等^[25]研究挪威加里东期与海底火山有关的块状硫化物矿床后，发现同生沉积磁黄铁矿含有单斜交生体。梅仙矿床中磁黄铁矿经磁性胶体浸润后发现亦有大量单斜出溶叶片(约40%)，系海底喷流沉积的六方磁黄铁矿在冷却过程中出溶所致，这进一步证实了顾连兴等的研究结论。

块状硫化物矿床特征性结构之一的黄铜矿“疾病”^[26~28]普遍见于梅仙矿床矿石矿物闪锌矿内，黄铜矿“病毒”呈乳滴状、浑圆状、棒条状、蠕虫状、串珠状及不规则状，局部与黄铜矿细脉断续相连，“病毒”大小从不足1 μm至数十微米不等，多数10 μm左右，经50% HNO₃溶液浸蚀数分钟后，光片清晰地显示出，典型的黄铜矿“疾病”主要沿闪锌矿双晶面、解理面分布。由闪锌矿内黄铜矿“病毒”的体积百分比估算的重量百分含量远高于Fe-Cu-Zn-S体系中Cu在闪锌矿中的溶解度(500℃时仅为2.4%^[29~31])，梅仙矿床闪锌矿中的黄铜矿“疾病”不是含铜闪锌矿固溶体出溶的产物，而是后期含Cu较高的成矿热液交代早期海底喷流沉淀的闪锌矿所致，这亦是块状硫化物矿床较典型的成矿特征^[28,32]。

磁黄铁矿交生结构及闪锌矿内黄铜矿“疾病”的研究揭示了梅仙矿床成矿过程的复杂性和多期性，在海底喷流沉积基础上又叠加了后期含矿热液而最终形成矿体。

2.4 矿石同位素研究

梅仙矿床矿石铅同位素组成变化范围较窄(表4)，²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 18.203~18.605，均值18.352；²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 15.517~15.932，均值15.661；²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 38.331~39.666，均值18.352，可见梅仙矿床矿石放射铅含量较高，与典型地幔和下部地壳铅同位素组成差别较大^[33]，具老地壳特征。在²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb图解上(图5)，矿石铅同位素线性排列，直线回归方程为：

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.9559 ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 1.8812$$

其相关系数达0.984，直线穿切了造山带和上部地壳演化线，且部分落入地幔区，与水吉矿床

铅同位素一致^[6]，均为典型异常铅，说明成矿元素既有地幔来源（由玄武岩带出），亦有地壳来源，在裂谷闭合造山过程中也叠加了部分成矿物质。

表 4 梅仙矿床矿石铅同位素组成

Table 4. Lead isotopic composition of ores from the Meixian deposit

序号	测试矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资料来源
1	闪锌矿	18.271±0.003	15.590±0.003	38.511±0.008	本文
2	闪锌矿	18.292±0.002	15.600±0.002	38.552±0.006	
3	黄铁矿	18.269±0.001	15.582±0.001	38.485±0.002	
4	磁黄铁矿	18.276±0.002	15.579±0.001	38.482±0.001	
5	黄铁矿	18.307±0.001	15.627±0.001	38.641±0.001	
6	闪锌矿	18.404	15.687	38.833	据 Korea Ming Promotion Corporation 勘探报告, 1997
7	闪锌矿	18.337	15.658	38.758	
8	闪锌矿	18.430	15.762	39.097	
9	方铅矿	18.538	15.835	39.108	据王鹤年等, 1995
10	方铅矿	18.307	15.631	38.678	
11	方铅矿	18.304	15.613	38.561	
12	方铅矿	18.483	15.752	38.947	
13	方铅矿	18.605	15.932	39.666	
14	方铅矿	18.476	15.701	38.812	
15	方铅矿	18.322	15.629	38.357	
16	方铅矿	18.339	15.639	38.694	
17	方铅矿	18.308	15.627	38.629	
18	方铅矿	18.243	15.563	38.459	
19	方铅矿	18.274	15.594	38.485	
20	方铅矿	18.380	15.653	38.675	

表 5 梅仙矿床矿石硫同位素组成

Table 5. Sulfur isotopic compositions of ores from the Meixian deposit

序号	位置	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	资料来源
1	丁家山	黄铁矿	0.04	本文
2	丁家山	磁黄铁矿	2.46	
3	丁家山	黄铁矿	0.91	
4	丁家山	闪锌矿	2.21	
5	丁家山	闪锌矿	2.45	
6	丁家山	磁黄铁矿	2.7	据 Korea Mining Promotion Corporation 勘探报告, 1997
7	丁家山	黄铁矿	2.6	
8	丁家山	闪锌矿	2.7	
9	铜坑	黄铁矿	2.7	
10	铜坑	闪锌矿	3.2	
11	谢坑	方铅矿	0.0	
12	谢坑	闪锌矿	2.8	
13	谢坑	闪锌矿	2.3	
14	关兜	磁黄铁矿	2.1	
15	关兜	黄铁矿	4.2	
16	未知	黄铁矿	-2.1	
17	未知	方铅矿	-3.3	

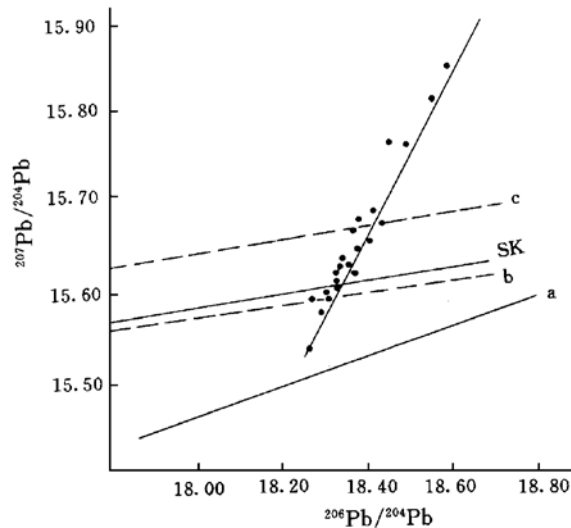


图5 梅仙矿床铅同位素组成

(据 Doe 和 Zartman, 1979)

a—地幔演化线; b—造山带; c—上部地壳演化线; SK—Stacey-Kramers 两阶段演化线

Fig. 5. Lead isotopic compositions of the Meixian ore deposit.

a—Evolutionary line of the mantle; b—Orogenic belt; c—Evolutionary line of the upper crust; SK—Stacey-Kramers two-stage evolutionary line.

积成矿温度为 220℃ 左右, 热液叠加成矿温度在 330℃ 左右。同时石英包裹体冰点温度计算结果表明成矿流体为低盐度流体 (约 1.1% NaCl)。

3 成矿地质环境的讨论

3.1 闽中裂谷带及其演化过程

上文所述含矿火山岩系特征表明梅仙块状硫化物矿床形成于大陆裂谷环境中, 综合地球物理、区域构造和变质作用等资料, 闽中裂谷带^[3,5]东西边界分别由北东向政和-大埔和浦城-武平深断裂界定, 向北延伸至浙江境内并被萍乡-广丰深断裂所截, 向南没入闽西南海西-印支拗陷带之下, 为一宽约 50 km、长度超过 400 km、呈北东向延伸的裂谷带。闽中裂谷带发育早期由于地壳拉薄、地幔—下地壳部分熔融导致双峰式火山活动, 继之出现代表洋壳碎片的超基性岩体, 测得的火山岩、超基性岩同位素年龄约 1000×10^6 a^[7~9], 因此闽中裂谷带始于新元古代。新元古代是地球裂谷作用史上五个重要时期之一^[10], 随着超大陆的解体在新元古代出现了全球性现代意义上的板块运动^[36], 闽中裂谷带正是在此背景中产生、发展和演化的。闽中裂谷碰撞闭合形成了一系列混杂岩带、推覆构造带和韧性剪切带^[11], 与之相伴的区域变

与水吉矿床硫同位素^[6]一致, 梅仙矿床硫同位素组成 (表 5) 变化小, 塔式效应显著, 集中分布在 2‰~3‰ 间, 深部硫特征明显。根据层控块状硫化物矿床硫同位素组成规律^[34], 梅仙矿床形成于海底火山活动带或其附近, 与 Kuroko 和 Cyprus 矿床硫同位素相比, 梅仙矿床重硫含量较低。所以, 梅仙和水吉矿床硫主要是与裂谷火山作用有关的深部源, 同时可能部分来自还原的海水硫, 并在萃取过程中得到均一化。

2.5 成矿温度和盐度估算

梅仙矿床矿石石英中以气液包裹体为主, 气液两相体积比例衡定 (气体体积 20% 左右), 其大小约 10 μm, 呈石英负晶形、圆球形或不规则状。由南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室冷热台测得矿石气液包裹体均一温度集中在 183.7~243.6℃ 和 320~350℃ 两个温度区间, 而利用闪锌矿、方铅矿平衡矿物对测得的成矿温度也落入上述温度区间^[35], 表明了裂谷带内梅仙铅锌(银)硫化物矿床海底喷流沉

质、混合岩化和碰撞岩浆岩侵位等地质作用同位素测年资料表明闽中裂谷带闭合于加里东期^[12]。闽中裂谷带无论是形成时代、特征还是其演化过程、成矿作用等均与具有大洋开合和部分 Wilson 旋回的泛非 Damara 带^[36]极其相似。

闽中裂谷带的不同发展阶段控制了相应的成矿作用，其内蕴藏着丰富的矿产，是福建省重要的成矿带，梅仙大型铅锌矿床即为其中一例。裂谷拉张初期火山活动强烈，在裂谷深处内部热能驱动下，下渗海水通过玄武岩及其围岩循环淋滤出成矿元素并沿裂谷喷出，由于环境的物理化学条件改变而结晶沉淀形成矿胚，成为后期含矿热液的地球化学障，经叠加改造最终成矿。

3.2 与国内外其他块状硫化物矿床的对比

新元古代是继太古宙后又一次重要的全球性与火山活动有关的块状硫化物成矿期^[13]，在华南产于新元古代拉张环境所形成的细碧角斑岩中的块状硫化物矿床除梅仙和水吉矿床外还有浙江西裘铜矿床、江西铁砂街铜矿床和广西鹰扬关铅锌矿床等。

人们早就认识到，块状硫化物矿床的产出及特征受其所处的板块构造背景和基底地壳性质的控制^[37~39]，中国具重要工业价值的华南型块状硫化物如铜官山、新桥、武山和大田等矿床^[14,15]即产于陆壳基底上的海西-印支断裂拗陷带内，矿体赋存在晚古生代海侵岩系底部碎屑岩向碳酸盐岩的过渡层位，含矿岩系仅夹少量玄武岩、英安岩和流纹岩，成矿元素、围岩蚀变及后期改造特征均显示了受陆壳的影响^[16]。梅仙矿床与华南型块状硫化物矿床相比，两者均形成于陆壳基底上，并受深大断裂控制，本质上都是拉张-裂陷作用所引起的矿化，但华南晚古生代断裂拗陷带的火山活动相对较弱，而梅仙块状硫化物矿床则形成于拉张更加强烈的大陆裂谷环境，相应地伴生的火山活动较华南型广泛而强烈，并且成矿作用直接受其控制。

梅仙矿床与 Besshi 型矿床某些特征也十分相似。Besshi 矿床产在以玄武岩和厚层杂砂岩为特征的岩系中，矿体即赋于碎屑沉积岩和玄武岩数量近于相等的地层中，一般认为这类矿床位于板块交界位置如洋底与岛弧或洋底与大陆接触处^[37,40]，与之比较，梅仙矿床以下几方面显著不同：

(1) 梅仙矿床成矿元素以 Pb、Zn 为主，Cu 次之，而 Besshi 型矿床则是含 Cu 黄铁矿型，成矿元素 Cu、Co、S 等反映了成熟度^[17]较低的陆壳或洋壳环境^[41,42]。

(2) Besshi 型矿床一般产在陆壳与洋壳的过渡位置，而梅仙矿床则处于大陆内部的裂谷环境中。

(3) 梅仙矿床控矿围岩以双峰式火山岩为特征，火山岩厚度及其在火山沉积岩系中所占比例较小，因而火山活动强度较 Besshi 弱，且矿床明显受到基底地壳的影响。

上述区别表明梅仙矿床所处板块环境的拉张强度较 Besshi 型逊色，而较华南型断裂拗陷强烈。成矿元素、成矿特征、火山活动及构造背景均说明梅仙矿床是介于华南型与 Besshi 型间的过渡类型。

参 考 文 献

- 1 张立功, 李盛汉. 福建梅仙大型铅锌银矿成矿地质与物化探异常特征. 物探与化探, 1995, 19 (6): 449~455.
- 2 徐克勤, 王鹤年, 周建平. 论华南喷流-沉积块状硫化物矿床. 高校地质学报, 1996, 2 (3): 241~256.
- 3 叶允钧. 福建前泥盆纪地壳演化的探讨兼论闽东基底性质. 福建地质, 1991, 10 (3): 191~204.

- 4 甘晓春, 李惠民, 孙大中. 闽北前寒武基底的地质年代学研究. 福建地质, 1993, 12 (1): 17~31.
- 5 水涛, 徐步台, 梁如华. 中国浙闽变质基底地质. 北京: 科学出版社, 1988.
- 6 黄树峰, 蔡仕明, 黄新源. 建阳水吉矿区风山林层控银铅锌矿成矿机制及演化模式. 福建地质, 1990, 9 (1): 1~13.
- 7 李根坤. 福建基底时代的探讨. 福建地质, 1989, 8 (3): 159~168.
- 8 黄树峰. 福建中西部地区金矿古构造环境的新认识. 福建地质, 1991, 10 (1): 34~48.
- 9 黄春鹏, 张家元, 詹玉亭. 福建尤溪梅仙龙北溪组变质火山岩的 Sm-Nd 同位素年龄研究. 福建地质, 1991, 10 (2): 150~157.
- 10 米兰诺夫斯基 E E. 地球历史上的裂谷作用 (中译本). 北京: 地质出版社, 1983.
- 11 俞鸿年, 赵靖, 汪新等. 浙南—闽北碰撞造山带构造初步研究. 见: 施央申等编. 现代地质学研究文集. 南京: 南京大学出版社, 1994.
- 12 李根坤. 福建省同位素年龄及其区域地质构造意义. 福建地质, 1988, 7 (2): 80~87.
- 13 华仁民. 中国中元古代裂谷作用及其对层控矿床的控制. 大地构造与成矿学, 1989, 13 (2): 150~160.
- 14 顾连兴, 徐克勤. 论大陆地壳断裂拗陷带中的华南型块状硫化物矿床. 矿床地质, 1986, 5 (2): 2~10.
- 15 顾连兴, 徐克勤. 论长江中下游石炭世海底块状硫化物矿床. 地质学报, 1986, 60 (2): 176~186.
- 16 顾连兴, 何金祥. 陆壳成熟度对于华南块状硫化物矿床的成分效应. 地质学报, 1997, 71 (2): 161~169.
- 17 何国琦, 韩宝福, 李茂松. 论地壳成熟度及其在大地构造研究中的意义. 见: 钱祥麟编. 岩石圈地质科学. 北京: 北京大学出版社, 1990.
- 18 Condie K C. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press, 1982
- 19 Forder R V. Low and high-TiO₂ flood basalt of Southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. Earth Plannet Sci. Lett., 1987 (184): 423~430
- 20 Wilson M. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. London: Unwin Hyman, 1989
- 21 Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 1979, 69: 33~47
- 22 Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S, ed. Andesites. New York: Wiley & Sons, 1982
- 23 Solomon M. Massive sulfides and plate tectonics. Nature, 1974, 249: 821~822
- 24 Lusk J, Scott S D, Ford C E. Phase relations in the Fe-Zn-S system to 5 kbar and temperature between 325 C and 150 C. Econ. Geol., 1993, 88: 1880~1903
- 25 Gu Lianxing, Vokes F M. Intergrowths of hexagonal and monoclinic pyrrhotites in some sulfide ores from Norway. Mineralogical Magazine, 1996, 60: 303~316
- 26 Barton P B Jr, Philip M Bethke. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. America Mineralogist, 1987, 72: 451~467
- 27 Barton P B Jr. Some ore textures involving sphalerite from Furutobe Mine, Akita Prefecture, Japan. Mining Geology, 1978, 28: 293~300
- 28 Eldridge C S, Barton P B, Ohmoto H. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. Econ. Geol., 1983, Monograph 5: 241~281
- 29 Wiggins L B, Craig J R. Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: sphalerite phase relationships. Econ. Geol., 1980, 75: 742~751
- 30 Kojima S, Sugaki A. Phase relations in the central portion of the Cu-Fe-Zn-S system between 800 C and 500 C. Mineral. Jour., 1984, 12: 15~28
- 31 Hutchinson M N, Scott S D. Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. Econ. Geol., 1981, 76: 143~153
- 32 Gu Lianxing, Zhou Bing, Zhang Wenlan. Chalcopyrite Intergrowths in sphalerite in the Meixian Lead-Zinc deposit, Fujian province and their metallogenic significance. Chinese Journal of Geochemistry, in press
- 33 Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics, the phanerozoic. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore

- deposits. New York: John Wiley & Sons, 1979
- 34 Rye R O, Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis; A review. *Econ. Geol.*, 1974, 69: 829~842
- 35 KMPC. The comprehensive geological exploration for lead and zinc mineral resources development in Fujian Province, China (final report), 1997
- 36 Franco Pirajno. Hydrothermal mineral deposits. New York: Springer-Verlag, 1992
- 37 Sawkins F J. Massive sulfide deposits in relation to geotectonics. In: Strong D F, ed. *Metallogeny and plate tectonics*. *Geol. Assoc. Canada. Spec. Publ.*, 1976, 14: 221~242
- 38 Sawkins F J. Metal deposits in relation to plate tectonics. New York: Springer-Verlag, 1984
- 39 Hutchinson R W. In: Strangwag D W, ed. *The continental crust and its mineral deposits*. 1980
- 40 Mitchell A H G, Garson M S. *Mineral deposits and global tectonic settings*. Academic press, 1981
- 41 Graf J L. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulphide deposits in volcanic rocks. *Econ. Geol.*, 1977, 72: 527~548
- 42 Hutchinson R W. Precious metals in massive base metal sulphide deposits. *Geologisches Rundschau*, 1990, 79 (2): 241~263

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND FORMATION ENVIRONMENT OF THE MEIXIAN MASSIVE SULFIDE DEPOSIT

Zhou Bing and Gu Lianxing

(*State Key Laboratory on Metallogeny of Endogenic Metallic Deposits, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Key words: massive sulfide deposit, continental rift, lead, zinc, Meixian

Abstract

The Meixian lead-zinc deposit in Fujian Province occurs in a bimodal volcanic sequence. Petrochemical and geochemical studies indicate that this volcanic sequence was formed in a Late Proterozoic continental rift, namely the Minzhong rift. The rift began to form on the crystalline basement composed of gneiss of the Middle Proterozoic Dikou Group and was closed during Caledonian collision which was accompanied by greenschist facies metamorphism, migmatization, granitization, overthrusting and ductile shearing.

Host rock lithology, orebody shapes, ore mineral assemblages, ore textures and structures, isotope compositions and fluid inclusion features illustrate that Meixian is a massive sulfide deposit formed by submarine exhalation and was subjected to late transformation and superimposition. Based on comparison with other deposits in such aspects as ore metals, tectonic settings, lithologies and amounts of accompanying volcanic activities, it is considered that the Meixian deposit is a transitional deposit between the South China type and the Besshi type massive sulfide deposits.