

浙江绍兴—龙泉成矿带金矿床 稳定同位素地球化学特征

徐步台

(浙江省地质科学研究所)

提 要 据浙江绍兴—龙泉成矿带主要金矿床中的 41 个铅同位素数据和 28 个氧、氢同位素数据资料,进行综合分析研究、着重探讨了金矿的物质来源和成矿流体的性质。

关键词 成矿带 含金建造 变质同生水 古大气降水 火山岩浆水。

浙江治岭头等主要金矿床皆呈北东向带状展布,产于元古界变质基底出露的绍兴—龙泉隆起带。该带是我国华南重要的贵金属成矿带之一,是浙江最主要的黄金产区,也是探查金矿资源有利的远景区。近年来,一些单位在治岭头等典型矿床专题研究的基础上,开展了绍兴—龙泉成矿带金矿床的成因、成矿规律及找矿方向的研究。本文主要通过稳定同位素地球化学特征的研究,着重探讨金矿的物质来源和流体性质等问题。

一、主要金矿床地质背景概述

绍兴—龙泉成矿带横贯浙江中部,其两侧大致以绍兴—江山断裂带和余姚—丽水断裂带为界(图 1)。该区在大面积分布的中生代火山岩中零星出露着元古界陈蔡群和双溪坞群变质岩。绍兴—江山断裂带内分布有石英闪长岩、辉石角闪石岩和斜长花岗岩等,这些岩体多数已发生了变质作用。近年来,对陈蔡群和双溪坞群变质岩及岩浆岩体所测定的代表变质作用的同位素年龄皆处于 7~8 亿年^{[1]、[2]}。

陈蔡群断续分布于上虞、诸暨、遂昌及龙泉等地,这套地层已遭受较深的变质作用,主要岩性有黑云斜长片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩、片岩及大理岩等,属高绿片岩—角闪岩相。经原岩恢复表明以沉岩积为主,夹有少量中基—酸性火山岩。推测原岩为浅海相碎屑岩和碳酸盐岩建造。

双溪坞群出露在绍兴平水一带,为一套中基性—酸性海相火山岩建造,其中发育有细碧角斑岩,主要由绿岩化、片理化的火山熔岩及火山碎屑岩等浅变质岩组成,属绿片岩相。

石英闪长岩主要分布在绍兴—诸暨一带,大多数人认为它是幔源岩浆岩。该岩体遭受较强烈的动力变质作用,形成了数公里宽的韧性剪切带,发育糜棱岩和千枚糜棱岩。

中生代火山岩主要为上侏罗统磨石山组,呈不整合覆盖于陈蔡群变质岩之上成断层接触。该地层由中性—酸性火山碎屑岩、熔岩等组成。

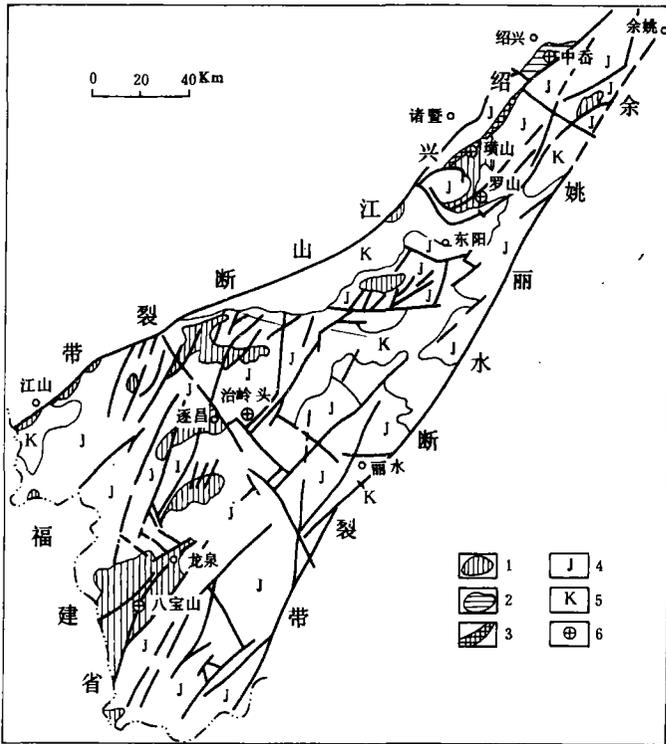


图1. 浙江绍兴—龙泉隆起带地质略图

(据郑人杰等, 1986, 简编)

Fig 1. Schematic geological map of Shaoxing—Longquan uplift, Zhejiang province.

说明:

1. 前震旦系陈蔡群; 2. 前震旦系双溪坞群;
3. 断层带石英闪长岩; 4. 侏罗系火山岩;
5. 白垩系火山岩; 6. 金矿床

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 17,480~18,709; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15,386~16,093; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 37,389~39,462。除八宝山矿床(及治岭头矿床个别样品)外,其余的金矿床皆具有相对较均一的铅同位素组成,由此可大致反映出该带金矿床成矿物质来源的相似性和差异性。

采用最新参数计算的铅同位素单阶段演化模式年龄(Doe and Stacey, 1974),大多数处于 500~750Ma 和 100~250Ma。这两组年龄与赋矿围岩存在相应的近似年代关系。这就表明成矿物质很可能分别来源于元古代和中生代的含金建造。

将表 2 中的数据投影到铅构造模式图上(图 2)(Zartman and Doe, 1981),它们分布在各个不同的构造层带,明显地反映出该区金矿床成矿物质的多源性。同时,单个矿床或类似矿床的数据则相对密集分布,又说明特定金矿床成矿物质的专属性。下面将结合铅源区的特征值对

成矿元素及其相关微量元素地球化学的研究表明,该带金矿床与上述岩石建造有着密切的成因联系^{(3),(4),(5)}。各个金矿床的围岩中 Au、Ag 含量普遍较高,并具有相应的微量元素分布特征。因此,这些含金建造很可能是为金矿的形成提供成矿物质的矿源层。

此外,成矿带内区域性断裂极为发育,主要为 NE、NEE 向断裂,延伸较长,影响地层的范围较广。这些断裂活动对金的富集、运移和沉积作用,以及金矿的形成、分布都有明显的制约关系。

绍兴—龙泉成矿带中皆产出交代石英岩—石英脉型或石英脉型热液金矿床。该带主要金矿床及其成矿地质特征如表 1 所示。

二、铅同位素组成与成矿物质来源

主要金矿床中 41 个矿石矿物(黄铁矿和方铅矿)样品的铅同位素组成、模式年龄及源区特征值汇列于表 2。从表 2 中可以看出,矿石铅同位素组成的总变化范围:

主要金矿床的成矿地质特征简表

表 1

Table 1. Geological and metallogenic characteristics of the major Au-deposits.

围岩时代	矿床	地质产状
元古代	遂昌冶岭头 (早期主矿脉)	产于陈蔡群变质岩,围岩为黑云斜长片麻岩。控矿构造 NE 向断裂。交代石英岩—石英脉型。
	东阳罗山	产于陈蔡群变质岩,围岩为黑云斜长片麻岩和混合片麻岩。矿区附近出露混合花岗岩。控矿构造 NE 和 NEE 向断裂。交代石英岩—石英脉型。
	绍兴中嵒	产于双溪坞群浅变质火山岩,围岩为细碧角斑岩。控矿构造 NE 向断裂。石英脉型。
	诸暨璜山	产于变质石英闪长岩,围岩为糜棱岩、千糜岩。控矿构造 NNE 断裂。石英脉型。
中生代	遂昌冶岭头 (晚期叠加矿脉)	产于磨石山组火山岩,围岩为熔结凝灰岩。控矿构造 NW 和近 SN 向断裂。交代石英岩—石英脉型。
	龙泉八宝山	产于磨石山组火山岩,围岩为熔结凝灰岩。矿区出露陈蔡群变质岩,其中也见有金矿脉。控矿构造 NE 向断裂。交代石英岩—石英脉型。

不同的金矿床分别加以讨论：

冶岭头和罗山金矿床铅源区的 μ 值变化较大 (9.2—10.5), 且普遍较高。同时 K 值 ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) 也相对要大, 除个别数据外, 均大于 4, 反映了我国大陆地壳演化富 Th 的共同特征^{[8], [9]}, 表明矿石铅主要来自上地壳。少数 μ 值较低, 则可能来自下地壳或上地幔。而大多数在 9.5 左右, 处于一般正常铅演化曲线的 μ 值范围内, 是壳源铅与幔源铅混合的结果。从图 2 中可明显看出, 大多数都集中分布在上地壳铅和造山带铅平均演化曲线附近, 或在其上方, 表明主要来自上地壳源区。个别近于落在现代大洋火山岩区域, 显然来自上地幔或下地壳源区。因此, 这两个矿床的铅是以壳源为主, 由壳源与幔源两种来源铅不均匀混合的结果。从区域地质构造背景来看, 冶岭头晚期叠加矿脉的成因与中生代太平洋板块俯冲作用密切相关, 因此, 又叠加了部分造山带中的混合铅。而与罗山金矿床相毗邻的绍兴—江山断裂带, 则较明

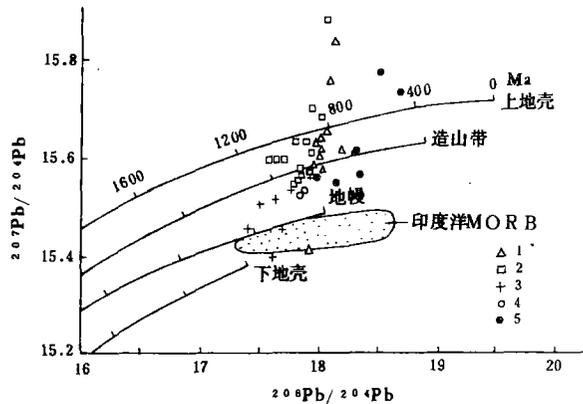


图 2. 铅构造模式的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 相关图

(据 Zartman and Doe, 1981)

1—冶岭头; 2—罗山; 3—中嵒; 4—璜山; 5—八宝山。

Fig. 2. Geotectonic environment diagram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

因此, 这两个矿床的铅是以壳源为主, 由壳源与幔源两种来源铅不均匀混合的结果。从区域地质构造背景来看, 冶岭头晚期叠加矿脉的成因与中生代太平洋板块俯冲作用密切相关, 因此, 又叠加了部分造山带中的混合铅。而与罗山金矿床相毗邻的绍兴—江山断裂带, 则较明

主要金矿床矿石矿物铅同位素组成、模式年龄及源区特征值

表 2

Table 2. Pb-isotopic composition (‰) of the major deposits and model age and source area characterized values.

矿区	序号	样品号	矿物	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	φ	T (Ma)	$\mu(^{238}\text{U}/^{235}\text{U})$	K($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$)	
始 岭 头	1	Py-II SCD ₁	黄铁矿	1.365	24.524	21.260	52.851	17.966	15.575	38.718	3.6099	453	9.46	4.09
	2	Py-I PD ₁₀	黄铁矿	1.355	24.447	21.224	52.974	18.042	15.663	39.095	0.6147	502	9.63	4.23
	3	Py-m-III	黄铁矿	1.361	24.722	21.227	52.691	18.164	15.596	38.714	0.5986	336	9.48	3.98
	4	Py-III-500 八面体	黄铁矿	1.365	24.581	21.275	52.778	18.008	15.586	38.665	0.6081	435	9.48	4.04
	5	S-Pys-III PD ₁₀	黄铁矿	1.365	24.578	21.279	52.778	18.007	15.590	38.687	0.6087	441	9.49	4.04
	6	Pb-Py0-1-ZK ₄ -H	黄铁矿	1.368	24.588	21.269	52.774	17.974	15.548	38.578	0.6062	416	9.41	4.02
	7	Py-III-500 立方体	黄铁矿	1.337	24.466	21.517	52.680	18.299	16.093	39.401	0.6449	784	10.47	4.28
	8		黄铁矿	1.371	24.656	21.142	52.331	17.984	15.421	38.535	0.5909	252	9.15	4.11
	9	Pb-Ga	方铅矿	1.367	24.556	21.350	52.727	17.963	15.618	38.571	0.6151	505	9.55	4.03
	10	AT-Pb-7-Ga	方铅矿	1.360	24.430	21.269	52.940	17.963	15.639	38.926	0.6176	530	9.59	4.19
	11		方铅矿	1.343	24.382	21.265	53.010	18.151	15.830	39.462	0.6260	611	9.95	4.50
	12		方铅矿	1.349	24.432	21.265	52.954	18.113	15.765	39.258	0.6212	565	9.82	4.42
罗 山	13	L-10-Py	黄铁矿	1.378	24.410	21.480	52.720	17.714	15.588	38.258	0.6297	649	9.53	4.03
	14	L-5-Py	黄铁矿	1.381	24.540	21.590	52.490	17.770	15.634	38.009	0.6310	661	9.61	3.89
	15	L-12-Py	黄铁矿	1.378	24.190	21.480	52.950	17.554	15.588	38.425	0.6419	764	9.55	4.20
	16	L-14-Py	黄铁矿	1.350	24.430	21.450	52.780	18.096	15.889	39.096	0.6366	744	10.08	4.23
	17	L-14-Ga	方铅矿	1.360	24.544	21.349	52.454	18.047	15.697	38.784	0.6182	540	9.70	4.09
	18	H _a -A	方铅矿	1.368	24.461	21.379	52.792	17.880	15.627	38.588	0.6221	577	9.58	4.23
	19	H _a -B	黄铁矿	1.374	24.453	21.378	52.794	17.795	15.557	38.419	0.6201	558	9.45	4.19
	20	L _a -A	方铅矿	1.371	24.398	21.355	52.875	17.791	15.572	38.556	0.6221	578	9.49	4.26
	21	L _a -B	黄铁矿	1.374	24.271	21.428	52.926	17.663	15.594	38.516	0.6343	692	9.55	4.32
	22	L _a	黄铁矿	1.375	24.449	21.365	52.810	17.777	15.535	38.399	0.6188	545	9.41	4.19
中 岳 山	23	南 L _a	黄铁矿	1.373	24.423	21.382	52.821	17.782	15.568	38.458	0.6223	580	9.48	4.22
	24	D ₁₀	黄铁矿	1.372	24.532	21.368	52.729	17.878	15.572	38.427	0.6158	516	9.47	4.15
	25	D ₁₀	黄铁矿	1.361	24.440	21.361	52.838	17.955	15.693	38.818	0.6243	599	9.71	1.30
	26	D ₁₀	黄铁矿	1.369	24.489	21.351	52.792	17.893	15.600	38.573	0.6180	538	9.53	4.21
	27	Au-Py-1	黄铁矿	1.398	24.510	21.670	52.430	17.532	15.501	37.504	0.6331	678	9.38	8.77
	28	Au-Py-3	黄铁矿	1.376	24.500	21.410	52.720	17.805	15.560	38.314	0.6197	550	9.45	4.00
	29	Au-Py-4	黄铁矿	1.398	24.680	21.510	52.410	17.654	15.386	37.489	0.6100	454	9.12	3.68
	30	Au-Py-5	黄铁矿	1.398	24.730	21.600	52.270	17.690	15.451	37.389	0.6152	507	9.25	3.62
	31	Au-Py-6	黄铁矿	1.401	24.490	21.650	52.460	17.480	15.453	37.445	0.6312	660	9.29	3.76
	32		黄铁矿	1.395	24.575	21.636	52.395	17.621	15.514	37.569	0.6278	628	9.39	3.88
横 山	33		黄铁矿	1.369	24.566	21.329	52.736	17.938	15.575	38.508	0.6119	474	9.46	4.15
	34		黄铁矿	1.379	24.698	21.449	52.474	17.907	15.551	38.045	0.6113	476	9.42	4.15
	35		黄铁矿	1.378	24.707	21.460	52.455	17.925	15.569	38.056	0.6121	476	9.45	3.95
	36	T-1-Py-II	黄铁矿	1.355	24.903	21.243	52.499	18.379	15.678	38.745	0.5935	281	9.61	3.89
八 宝 山	37	I-PD ₁₀ -Py-II	黄铁矿	1.371	24.911	21.153	52.564	18.170	15.429	38.340	0.5794	123	9.15	3.78
	38	BT-Pb-1-Py	黄铁矿	1.340	25.070	21.070	52.520	18.709	15.724	39.194	0.5771	96	9.67	3.91
	39	Bar-Ga	方铅矿	1.358	24.999	21.190	52.454	18.409	15.604	38.626	0.5834	169	9.40	3.94
	40		黄铁矿	1.378	24.764	21.421	52.437	17.970	15.544	38.051	0.6060	414	9.47	3.81
	41		方铅矿	1.340	24.905	21.141	52.014	18.583	15.774	39.258	0.5907	250	9.78	4.15

(注)除序号 18-26 为本文样品外,余者引用 保国凤(1987)和 郑人杰等(1986)的资料。

显地受该碰撞造山带混合铅的影响,故出现了相对较多的数据分布在造山带铅平均演化曲线附近。

中嵛和璜山金矿床铅源区的 μ 值变化较小(9.1~9.5),且普遍较低,K值也相对要小,多数小于4,表明矿石铅主要来自下地壳或上地幔。图2中,所列数据皆分布在造山带铅平均演化曲线的下方,少数数据落在或接近于现代大洋火山岩区域。因此,这两个矿床的铅基本上是来自上地幔。当然,也不排除有少量的造山带混合铅参与的可能性。

八宝山金矿床铅源区的 μ 值及其变化皆为中等,K值近于4,它们都介于上述两类矿床之间。该矿床的矿石铅具有壳源与幔源混合铅的特征。个别 μ 值较高,可能是来自上地壳的铅。图2中多数分布在造山带平均演化曲线附近及其下方,表明是以幔源为主的造山带混合铅。

综上所述,根据矿石铅同位素组成特征,并结合成矿地质背景资料,可以得出绍兴—龙泉成矿带主要金矿床的物质是多种来源的。冶岭头和罗山金矿床的成矿物质主要来自上地壳—陈蔡群变质岩,部分来自造山带的火山岩或混合花岗岩;中嵛和璜山金矿床的成矿物质基本上来自幔源—双溪坞群变质海相火山岩和变质石英闪长岩;而八宝山金矿床的成矿物质主要来自造山带—上侏罗统磨石山组的火山岩,部分来自上地壳—陈蔡群变质岩。

三、氢氧同位素组成与成矿流体的性质

通过该区主要金矿床中28个含矿脉中石英的氧同位素及其包裹体中水的氢同位素分析结果,以及经计算得出的平衡热液水中氧同位素组成列如表3。总的来看,除了极个别离散数据外,成矿流体的氢氧同位素组成明显地分为两类:一类是 $\delta^{18}\text{O}$ 均为正值,变化范围在+1.0~+4.7‰,而 δD 值分别在-53~-62‰和-19~-32‰;第二类是 $\delta^{18}\text{O}$ 均为负值,变化范围在-2.1~-4.9‰, δD 值在-58~-73‰。对单个矿床或类似矿床而言,其成矿流体大多数各自具有某一氢氧同位素组成及其变化特征。

将表3中的数据(除序号4、16、26之外)投影到水的来源模式图上(图3)^[10],明显地集中分布在三个不同的小区域,反映了流体的不同性质和来源。凡是与变质岩带有关(区域或动力变质)的冶岭(早期主矿脉)、中嵛、璜山及罗山等金矿床,所有数据皆十分接近或处于变质水的氢氧同位素组成范围。这里的 $\delta^{18}\text{O}$ 值大多数相对于变质水,且稍向左漂移,其主要原因是从变质温度逐渐降至成矿温度过程中,热液水与围岩之间的分馏系数不断增大而引起氧同位素组成的变化,并非是由于大气降水参与作用的结果。此外,罗山矿床的 δD 值明显偏高,很可能是在含金建造的变质—混合岩化或其它地质作用过程中,产生了相对富集D的流体。据文献报导,国外有一些前寒武纪的脉金矿床也得出了类似的变质流体,有的 δD 值甚至高达-10‰^[11]。因此,这些金矿床的成矿流体主要是变质同生水,当然,其中有的金矿床也很可能渗入了少量的大气降水或混合岩浆水。然而,与中生代火山岩有关的八宝山金矿床和冶岭头晚期叠加的矿脉,其所有数据都几乎集中分布在大气降水与原生岩浆水之间,且更趋近于大气降水一侧。我们曾对冶岭头晚期含矿脉中的石英包裹体进行了碳同位素分析,其结果 $\delta^{13}\text{C}$

主要金矿床含矿脉石英的氢氧同位素组成(‰)

表 3

Table 3. O and H Isotopic composition (‰) of ore-bearing quartz veins of the major Au-deposits.

矿区	序号	样品号	均一温度 (°C)	石 英 $\delta^{18}\text{O}$	包裹体水 δD	计算平衡水 $\delta^{18}\text{O}^*$	资 料 来 源
冶 岭 头	早期主矿脉						
	1	AB ₁	265	+9.9		+1.6	} 梁子豪等(1985)
	2	AB ₂	345	+8.5	-61	+3.1	
	3	AB ₁₀	290	+8.3	-59	+1.0	
	4	AB ₂₂	248	+7.3 ^{***}	-60	-1.8	
	5	AB ₀ -9	323	+7.4		+1.3	} 本 文
	6	AB ₀ -18	334	+8.2		+2.4	
	7	82.0025	307	+8.3		+1.6	
	晚期叠加矿脉						
	8	AB ₀ -101	239	+6.5		-3.0	} 徐步台等(1985)
	9	AB ₀ -103	272	+5.9		-2.1	
	10	AB ₀ -105	242	+5.5		-3.8	
	11	AB ₀ -114	231	+6.1	-58	-3.9	
12	AB ₀ -116	239	+6.1	-73	-3.4		
13	AB ₀ -121	209	+8.3	-69	-2.8		
罗 山	14	Lzc	370	+9.5	-32	+4.7	} 本 文
	15	Btc1	330	+7.9	-23	+2.0	
	16	D ₁₃₀₁	255	+7.7	-30	-1.0	
	17	H ₁₀	400	+7.9	-20	+3.8	
	18	H ₃₁	355	+7.4	-19	+2.3	
中 岫	19	Zi-3	266	+11.3	-53	+3.1	} 郑人来等(1986)
	20	Z条-Q	266	+11.7	-61	+3.5	
	21	Zi-5	266	+10.7	-57	+2.5	
	22	PT118	260	+9.4		+1.0	刘英俊等(1987)
璜 山	23	H ₂ -3	259	+9.9	-61	+1.4	} 郑人来等(1986)
	24	H ₃ -3	259	+10.3	-62	+1.8	
	25	HB ₃₄	350	+9.4		+4.1	刘英俊等(1987)
八 宝 山	26	BB ₂₃	273	+10.5	-63	+2.6	郑人来等(1986)
	27	N ₀ 88	244		-65	-3.5	徐国风(1987)
	28	LT057	280	+2.7		-4.9	刘英俊等(1987)

*按 $1000\text{Lnd} = \delta^{18}\text{O}_Q - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^4 T^{-1} - 3.4$ 计算结果(Clayton and O'Neil, 1972)。

**该样品纯度差,杂质矿物引起 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低。

在-5.4~-5.6‰,变化甚小,具有火成岩中被氧化的碳和岩浆热液矿物包裹体中CO₂的碳同位素组成特征^[3]。据此,我们得出八宝山和治岭头晚期金矿床的成矿流体,应该属于大气降水占优势,含有部分火山岩浆水的混合流体。

综上所述,根据热液水氢氧同位素组成特征,并结合成矿地质背景资料,表明绍兴—龙泉成矿带主要金矿床具有不同的成矿流体性质和来源。大多数金矿床(治岭头早期主矿脉、罗山、中岙和璜山)的成矿流体主要来源于元古界含金建造地层或岩体的变质同生水(区域或动力变质),有的矿床还可能存在少量古大气降水循环流体或混合岩浆流体。八宝山金矿床和治岭头晚期叠加矿脉的成矿流体,主要来源于中生代含金火山岩建造的古大气降水,含有部分火山岩浆流体。

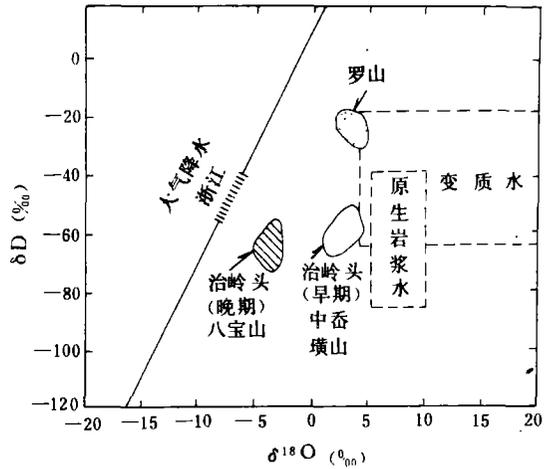


图 3. 水来源模式的 δD—δ¹⁸O 相关图 (据 Sheppard, 1977)

Fig. 3 Plot of δD~δ¹⁸O correlation showing water source of different deposits.

四、结 论

根据浙江绍兴—龙泉贵金属成矿带主要金矿床的稳定同位素地球化学研究,并结合已有的区域成矿地质背景以及 Au, Ag 和相关微量元素地球化学资料,我们对该区形成金矿的成矿物质来源和成矿流体性质等,归纳为如下几点认识:

1. 根据主要金矿床的矿石铅同位素模式年龄,分别与赋矿围岩的变质年龄或形成年龄相近似或一致的情况,表明成矿物质主要来源于元古代变质岩或中生代火山岩含金建造。
2. 根据矿石铅同位素组成和源区特征值以及铅构造模式图解,又可将成矿物质分成三种不同的主要来源:(1)、上地壳物质—陈蔡群变质岩(治岭头和罗山);(2)、幔源物质—双溪坞群变质海相火山岩和幔源型变质石英闪长岩(中岙和璜山);(3)、造山带物质—上侏罗统磨石山群火山岩(八宝山)。
3. 根据热液水的氢氧同位素组成及其水来源模式图解得出两类不同性质的成矿流体:一种是主要来源于元古界含金建造的变质同生水,可能含有少量古大气降水或混合岩浆水(治岭头早期主矿脉、罗山、中岙和璜山);另一种是以中生代含金建造的古大气降水循环流体占优势,参混了部分火山岩浆水(八宝山和治岭头晚期叠加矿脉)。

4. 值得注意的是,绍兴—龙泉成矿带的金矿床的形成过程决不能采用单一的成矿模式作出概括和解释,并以此作为寻找该区潜在金矿资源的唯一依据,而应该根据不同的成矿过程,

在某一矿区及其周围的实际情况,综合勘查和评价,扩大金矿的找矿远景。

参考文献

- [1] 徐步台、水涛,浙江绍兴—江山断裂带混合岩及其两侧基底变质岩的同位素年龄测定,科学通报,28(24)1983,1510—1512.
- [2] 徐步台,浙东南古基底变质岩的同位素地质年代问题,地质论评,33(5)1987,468—474
- [3] 梁子豪等,浙江冶岭头金—银矿床成矿条件的研究,地质论评,31(4),1985,330—338。
- [4] 刘英俊等,浙江绍兴—龙泉隆起带中金矿床的成矿地球化学研究,地球化学,(1)1985,10—21。
- [5] 徐步台等,利用稳定同位素判别冶岭头金—银矿床成矿热液流体的性质和来源,矿床地质,7(4)1988。
- [6] Doe, B. R. and Stacey, J. S., The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation, A review, Econ. Geol. 69, 1974, 757—776。
- [7] Zartman, R. E. and Doe, B. R., Plumbotectonics-The model. Tectonophysics, 75, 1981, 135—162
- [8] 陈毓蔚等,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。
- [9] 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)1984,269—277。
- [10] Sheppard S. M. F., Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes. Volcanic processes in ore genesis. Chameleon press limited. London, 1971, 25—41.
- [11] Nesbitt, B. E. et al, Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera Geology, 14, 1986, 506—509。
- [12] 徐国风,论浙江火山岩区金银矿床的成矿物质来源,地球科学,12(4)1987,389—396。

STABLE ISOTOPIC GEOCHEMISTRY OF GOLD DEPOSITS IN THE SHAOXING-LONGQUAN OREFORMING ZONE, ZHEJIANG PROVINCE

Xu Butai

(Zhe jiang Institute of Geology, Hangzhou)

Abstract

The Shaoxing-Longquan oreforming zone of Zhe Jiang Province is one of the noble metal metallogenic belts in southeastern China. In this belt, there are three types of gold deposits: (1) Zhilingtou (major ore-veins in early period) and Luoshan deposits related to the meta-sedimentary rocks of Chencai Group; (2) Zhongao and Huangshan deposits related to the meta-volcanic rocks of Shuangxiwu Group and itscomagmatic or palingenetic magmatic rocks (also metamorphosed); (3) Babaoshan and Zhilingtou (minor ore-veins in late period) deposits related to the Mesozoic volcanic rocks.

Most of the calculated lead isotopic model-ages for the gold deposits (1) and (2) range from 500—750 Ma close to the metamorphic age of the country rocks. Whereas, the model—ages ranging from 100—250 Ma for the gold deposit (3) are consistent with or close to the forming age of the country rocks. In addition, most of the μ u values are relatively higher (≥ 9.5) and K ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) values more than 4 in the gold (1), it is suggested that this lead mainly comes from the upper crust. In other deposits, most of the μ u values are lower (< 9.5) and K values less than 4, it follows that this lead mainly comes from the lower crust or the upper mantle.

The gold deposits (1) and (2) have a relatively narrow range of δD values ($-53\sim-62\%$), and positive $\delta^{18}\text{O}$ values ($+1.0\sim+4.7\%$), that indicates ore forming fluids mainly originated from the syngenetic metawater. However, the gold deposit (3) has a wider range of δD values ($-58\sim-73\%$), and negative $\delta^{18}\text{O}$ values ($-2.1\sim-4.9\%$) similar to those of Mesozoic meteoric water in southeastern China. Therefore, this oreforming fluid mainly originated from the meteoric water.