

辽北地区金矿床铅同位素地质研究

戴仕炳 刘连登

(长春地质学院)

内容提要: 辽北太古宙变质地体上发育有三类金矿: 太古宙铀、铜块状硫化物矿床伴生金矿、太古宙同韧性剪切带变生(质)热液金矿和显生宙岩浆热液金矿。块状硫化物伴生金矿中方铅矿模式年龄平均为2610Ma, 其产状反映为活化年龄; 其黄铁矿含较多放射性成因铅, 存在铅同位素后期增长效应, 模式年龄不具计时意义。变生热液金矿中黄铁矿铅同位素组成特点为 ^{206}Pb 变化很大, ^{207}Pb 变化很小, ^{208}Pb 也变化很小, 结合黄铁矿产状说明存在铅同位素短期生长效应, 而铅源自太古宙绿岩。显生宙岩浆热液金矿中铅同位素均不具计时意义, 但各自组成等铅域, 在铅构造图解上处于地幔-下地壳线附近。本区金矿铅同位素研究说明, 尽管铅同位素在大多数情况下不具计时意义, 但结合矿床地质研究尚可标定成矿物质来源和成矿环境。

关键词: 铅同位素 金矿 后期增长效应 短期生长效应 铅构造环境 辽北

辽宁省北部(清原县、新宾县一带, 简称辽北)太古宙变质地体上发育有中型金矿床6个, 小型金矿床数10个。它们的成因类型有三类。在一个不大的区域范围内, 存在不同的三类金矿在我国实属罕见。本文主要讨论该区金矿床的铅同位素地质特征。

一、金矿床地质概述

区内太古宙变质地体可分成: 绿岩-花岗岩区(浑河断裂以北, 即浑北)、上壳岩-花岗岩区(浑河断裂以南, 即浑南)和麻粒岩-紫苏花岗岩区(主要在浑北)(图1)。在该变质地体上的金矿床成因有三类: 一为太古宙铀、铜块状硫化物矿床的伴生金矿(红透山、红旗山); 二为太古宙同韧性剪切带变生(质)热液金矿(南龙王庙); 三为显生宙岩浆热液金矿(下大堡、线金厂)。前两类金矿属广义的太古宙绿岩金矿^①。

1. 太古宙绿岩金矿

太古宙铀、铜块状硫化物矿床伴生金矿赋存于浑北绿岩带的变质流纹岩中^[1], 矿体呈“层状”、似层状、石香肠状, 和围岩“整合”接触, 顶部沉积有BIF铁矿。在角闪岩相强烈褶皱变形和韧性剪切变形时, 硫化物发生物理迁移和差异性再活化, 转变为复杂脉状矿体和铜脉^[2]。矿石中主要金属硫化物为黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和极少量方铅矿。矿石中最高金品位达4.01g/t。银金矿和金矿赋存于黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、磁黄

① 刘连登等, 浑北太古宙绿岩带中金矿类型及找矿远景评价, 科研报告, 1989

产出^[3]。矿石中主要金属硫化物为黄铁矿和磁黄铁矿, 黄铜矿、闪锌矿极少, 未发现方铅矿。自然金主要分布于黄铁矿和脉石英中。矿床的地质地球化学特征表明, 为变生热液在绿帘角闪岩相韧性剪切带中形成的热液矿床, 矿质源自绿岩, 形成时间为晚太古宙^[4], 属同韧性剪切带变生热液金矿床。

表 1 辽北地区金矿铅同位素

Table 1. Lead isotope data of gold deposits in northern Liaoning

序号	矿床类型	矿 区	矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	年龄 (Ma)	μ	ω	Th/U	资料来源
1	太古宙 块状硫化物伴 生金矿	红透山	方铅矿	13.389	14.687	33.498	2996	9.27	42.8	4.47	刘连登, 1982
2				13.545	14.496	33.330	2438	7.40	30.8	4.02	Thorpe分析 ^① , 1986
3				13.79	14.73	33.60	2583	8.13	34.1	4.07	
4				13.87	14.78	34.45	2578	8.45	42.3	4.85	翟明国等, 1982
5				14.02	14.91	34.80	2633	8.93	47.1	5.10	
6		大荒沟	方铅矿	13.90	14.82	33.92	2616	8.64	38.5	4.31	
7				13.5363	14.4836	33.2282	2422	7.34	21.8	2.87	本 文
8		稗子沟	方铅矿	14.19	15.07	34.80	2704	9.56	48.2	4.88	翟明国等, 1982
9		大荒沟	黄铁矿	16.2586	15.6703	36.8291	1838	9.90	46.4	4.53	
10				15.7978	15.3450	36.3196	1706	8.90	41.3	4.50	
11				17.8653	15.6599	34.8011	681	9.29	42.5	4.43	本 文
12	太古宙 变生热液金矿	南龙王庙	浸染状	15.0774	15.2839	36.2039	2206	9.25	48.6	5.09	
13			细脉、网脉状	15.5901	15.2502	34.9196	1723	8.66	33.1	3.69	
14				16.7479	15.4084	36.1704	1059	8.71	33.5	3.72	
15				18.0430	15.9051	36.2145	965	10.04	22.9	3.17	
16	中生代 岩浆热液金矿	线金厂	方铅矿	17.6040	15.5919	37.5367	750	9.13	37.4	3.96	本 文
17				17.3929	15.4943	37.5414	725	8.86	40.1	4.38	
18				17.5880	15.5779	37.9234	736	9.09	37.0	4.14	刘连登, 1982
19		西景家沟	方铅矿	16.98	15.28	37.42	619	8.24	35.7	4.19	
20		五狗头沟		17.34	15.46	37.57	698	8.75	27.9	3.09	翟明国等, 1982
21		曾 顶	黄铁矿	17.1334	15.3752	37.1279	692	8.52	34.98	3.97	
22			花岗闪长岩	17.6275	15.5338	37.5265	624	6.96	36.25	5.04	本 文
23		下大堡	方铅矿	15.9843	15.1888	33.3320	1473	9.32	16.9	1.75	
24				16.1771	15.3734	36.6705	1652	10.86	47.4	4.22	李庆章等, 1989
25				15.9115	15.1540	36.1069	1473	9.18	39.3	4.14	
26				15.9156	15.1859	36.1202	1420	9.0	38.4	4.13	
27			黄铁矿	18.6326	15.6980	38.9543	202	9.32	38.9	4.04	本 文
28			钾长石	16.5269	15.1540	36.3630	545	7.82	30.9	3.82	
29				16.3710	15.0557	36.3557	1240	7.26	37.5	3.92	李庆章等, 1989
30		暖 泉	方铅矿	16.51	15.60	37.51	1560	9.50	46.3	4.75	翟明国等, 1982
31		下营子		15.8536	15.1811	36.0388	1378	8.25	35.8	4.21	
32		东韩家		15.8872	15.1370	36.1454	1482	9.16	39.7	4.19	李庆章等, 1989

① 刘连登提供样品

2. 中生代岩浆热液金矿

本区中生代构造岩浆活动强烈, 岩浆热液金矿床分布广泛。该类金矿的容矿围岩为太古宙变质岩、侏罗-白垩纪的火山沉积岩及中生代花岗岩。浑北金矿空间展布上受花岗闪长岩-

花岗岩控制, 主要分布于侵入体外接触带的脆性断裂之中。矿体与辉绿岩脉有密切的时间、空间和成因关系(同源关系)如线金厂。浑南金矿则主要分布于中生代木奇盆地的两侧(特别是北东侧), 空间展布上受南口前花岗岩控制(下大堡、王家大沟), 矿体主要与闪长玢岩脉等有密切的时空和成因关系。中生代脉状金矿的矿石成分主要为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿(有时方铅矿很多)和闪锌矿。地质地球化学资料表明, 该类金矿为岩浆热液型金矿。

上述三类金矿床共有铅同位素数据32件, 其中作者测试11件(表1)。引用的铅同位素数据都经过了严格检查, 除去了有明显错误的数据(共2件)。这些数据除翟明国等(1982)、Thorpe的外, 均由长春地质学院同位素实验室分析(1982, 1987, 1988)。在分析计算铅同位素数据时, 采用的常数是Stacey等(1975)、Faure(1977, 1979)、Doe等(1979)、Zartman等(1981)所运用的。

二、太古宙块状硫化物伴生金矿铅同位素

太古宙块状硫化物伴生金矿共有11件铅同位素资料, 其中方铅矿8件, 黄铁矿3件(表1)。

1. 方铅矿的铅同位素

方铅矿样品取自含硫化物石英脉或石英碳酸盐脉及脉状闪锌矿矿石。这些样品具相近的铅同位素组成: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于13.389—14.19, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为14.483—15.07, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 在33.228—34.80之间。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上有一个较好的集中范围, 并大致沿等时线分布(图2)。

我们选择 Stacey等(1975)^[8]提出的全球铅演化的两阶段模式来计算模式年龄, 结果见表1。方铅矿样品的模式年龄为2422—2996 Ma, 平均2610 Ma。据对矿床地质和测试样品产状的深入研究, 该年龄应为块状硫化物变质重就位的年龄^[1], 即为伴生金、银随载金、银矿物再富集的年龄。该值略大于侵入于绿岩的花岗质杂岩的年龄(2520 Ma, U-Pb法, 邹祖

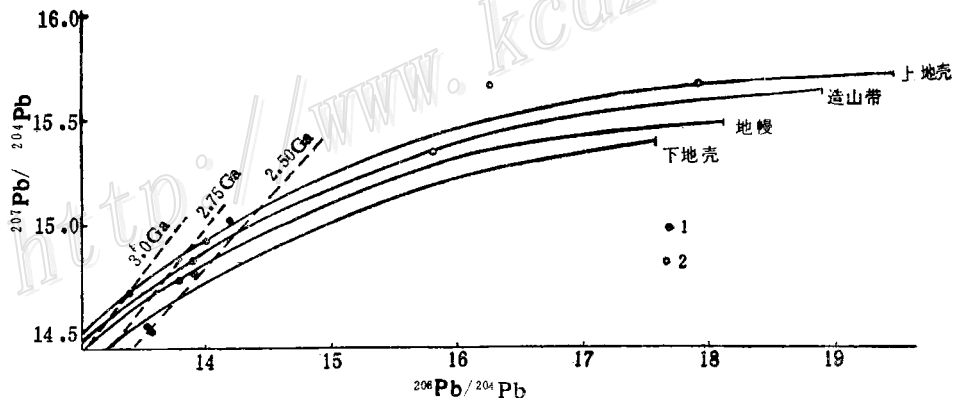


图2 太古宙块状硫化物伴生金矿的铅同位素图解
(年龄线据Stacey等, 1975; 铅构造演化线据Zartman等, 1981)
1—方铅矿; 2—黄铁矿

Fig. 2. Lead isotope composition of sulfides from Archean gold-bearing massive sulfide deposits.
1—Galena; 2—Pyrite.

荣, 1986; 2578 ± 6 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 王松山等, 1986)。现有的方铅矿铅同位素资料未能确定含金银块状硫化物初始的火山沉积年龄, 这与其地质产状是一致的。

从图2明显可以看出, 方铅矿样品的铅同位素样品基本沿等时线分布, 但也有一定的离散。其特点和加拿大Slave省活化的块状硫化物铅同位素一致^[9]。从产状上看, 含方铅矿的石英脉及硫化物脉仅分布于块状硫化物矿体之中, 因此说明铅主要源自同生沉积矿石。方铅矿样品的Th/U比值相对稳定(除一个为2.87外, 其余为4.02—5.10)、也反映铅源相对单一(Thorpe, 1982)。

2. 黄铁矿铅同位素

通常认为, 矿物一旦形成就保持封闭体系, 其铅同位素组成保持不变(Faure, 1977)。但由于矿物结晶时包含有富U、Th的微包体(如磷灰石等)或捕获微量的U、Th, 矿物内部放射性衰变生成的铅叠加在矿物结晶时捕获的初始铅之上^[5,10], 使铅同位素组成发生变化。笔者认为, 所有矿物形成之后均存在铅同位素的后期增长效应, 但这种后期增长在含微量铅的矿物(如黄铁矿、长石)中最为明显。由于铅同位素后期增长效应, 致使矿物初始铅同位素比值发生变化, 导致其模式年龄无计时意义。

本区块状硫化物伴生金矿的黄铁矿样品有3件(表1)。其中序号9样品取自稠密浸染状矿石, 该矿石代表了受变质的火山喷气沉积矿石。它含有比其形成时代晚的方铅矿更多的放射性成因铅, 模式年龄为1838 Ma。另外两个黄铁矿样品分别取自硫化物石英脉(10号)和伟晶岩脉(11号), 模式年龄分别为1706 Ma和681 Ma。本区黄铁矿和加拿大阿比提比绿岩带中的含微铅硫化物一样存在铅同位素的后期增长效应^[9,10]。但三个样品的Th/U比值分别为4.43、4.53和4.50, 彼此相差很小, 而且位于方铅矿样品的Th/U比值范围内, 说明方铅矿和黄铁矿中铅的来源是相同的。

三、变生热液金矿床铅同位素

太古宙同韧性剪切带变生热液金矿床的铅同位素有四件(表1), 其 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化较小, 而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化较大(15.0774—18.0430)。按Stacey等的两阶段模式计算, 年龄为965—2206 Ma, 不代表矿化年龄^[4]。

上述四件样品均采自同一中段, 它们的产状不同, 样品间距不超过100m。矿石学研究表明, 细脉状、网脉状黄铁矿形成于晚阶段, 浸染状黄铁矿形成于早阶段, 但它们的成因相同, 均为热液作用的产物。细脉状、网脉状黄铁矿(表1中14、15号)较浸染状黄铁矿(12、13号)有更高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上, 四个样品基本呈斜率为0.214的直线分布(图3), 而在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中却呈平行 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 轴分布, 这说明黄铁矿从早到晚, 其铅同位素以铀铅增加明显而钍铅无增加为特征。Th/U比值从早期的5.09到晚期的3.17, 逐渐减小, 这说明, 造成上述各样品铅同位素差异及含较多放射性成因铅的原因, 不是铅同位素后期增长效应, 因为如为后期增长的结果, 在矿区范围内相同成因的矿物, 其Th/U比值应保持恒定。

在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上的线性关系的最大可能的解释是两种不同源区的铅的按比例混合(Thorpe, 1982)或有外部来源的铅持续地加入。这两种可能都需要一个源区或外

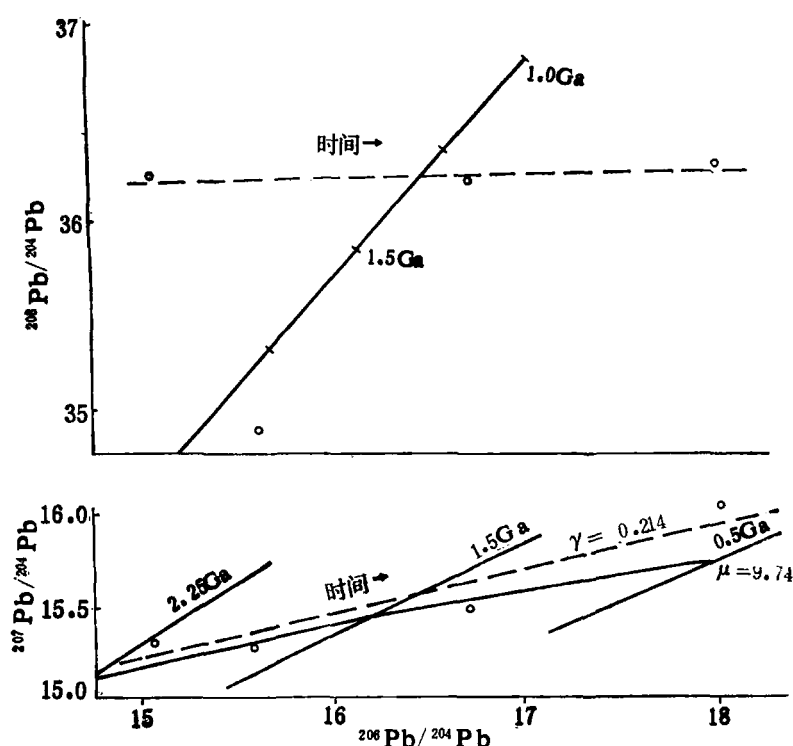


图3 变生热液金矿铅同位素图解

(参照Stacey等, 1975)

Fig.3. Lead isotope composition of a metamorphic hydrothermal gold deposit.

部铅源是极为贫钍铅的,这在地质上难以解释。若按斜率等于0.214, $t_2 = 0$, 可计算出 $t_1 = 2.95$ Ga。从理论上说,该年龄应代表矿化年龄,而其大于实际成矿年龄^[4]。因此,似应提出一个新模式来解释该矿床的铅同位素组成。

80年代初,由于离子探针的运用,发现矿物颗粒内外铅同位素组成有别^[11]。Crocetti等(1988)^[12]研究了密苏里 Viburnum Trend 铅矿带的30个方铅矿颗粒的406个铅同位素离子探针分析结果,发现早世代的八面体方铅矿和晚世代的立方体方铅矿其铅同位素组成不一致,而且每个世代的方铅矿其颗粒内外的铅同位素组成也不一致。这种现象笔者称为矿物铅同位素的短期生长效应。导致铅同位素短期生长的因素是极为复杂的,而本文提出的富铀热液的U衰变的模式可能是含铅微量的矿物铅同位素短期生长的一个主要机制。

笔者假设本区变生热液为一种富铀的热液,黄铁矿结晶时优先吸附由U衰变生成的Pb,因而早结晶的黄铁矿含放射性成因铅少,而晚结晶的黄铁矿明显增多。由于 ^{238}U 丰度(99.2739%)远高于 ^{235}U (0.7204%) (Fleming等, 1952),由 ^{238}U 衰变生成的 ^{206}Pb 必然明显增加,而 ^{235}U 衰变生成的 ^{207}Pb 增加较少。溶液中Th含量本来就很低,再之Th衰变速率远低于U,所以短期内Th衰变生成的 ^{208}Pb 较 ^{206}Pb 相比,量是极少的。这样,早结晶的黄铁矿和晚结晶的黄铁矿的铅同位素必然出现 ^{206}Pb 增加明显,而 ^{207}Pb 和 ^{208}Pb 增加不明显的特征,正如在本矿床所见的那样。这种短期生长始于韧性剪切作用开始阶段的热液活动(部分矿化

早期阶段的浸染状黄铁矿已发生剪切变形), 一直持续到韧性剪切作用结束时的热液活动的全过程。矿床地质特征、矿石硫同位素和氢、氧同位素研究表明, 这种热液为变生热液^[4]。辽北大荒沟—南龙王庙一带绿岩的原岩为玄武安山岩、安山岩和英安岩, 这一类岩石的初始U/Pb比值高, μ 平均为14 (参照Doe, 1970); 而且Th是极不活泼的。当绿岩遭受变质作用产生变生热液时, 活泼的铀就优先进入热液中, 形成富铀贫钍的含矿热液。因此, 黄铁矿的铅同位素组成同样反映铅是源自绿岩的。

四、显生宙岩浆热液金矿铅同位素

显生宙岩浆热液金矿的铅同位素共有18件 (表1)。从表中可以看出, 浑北金矿和浑南

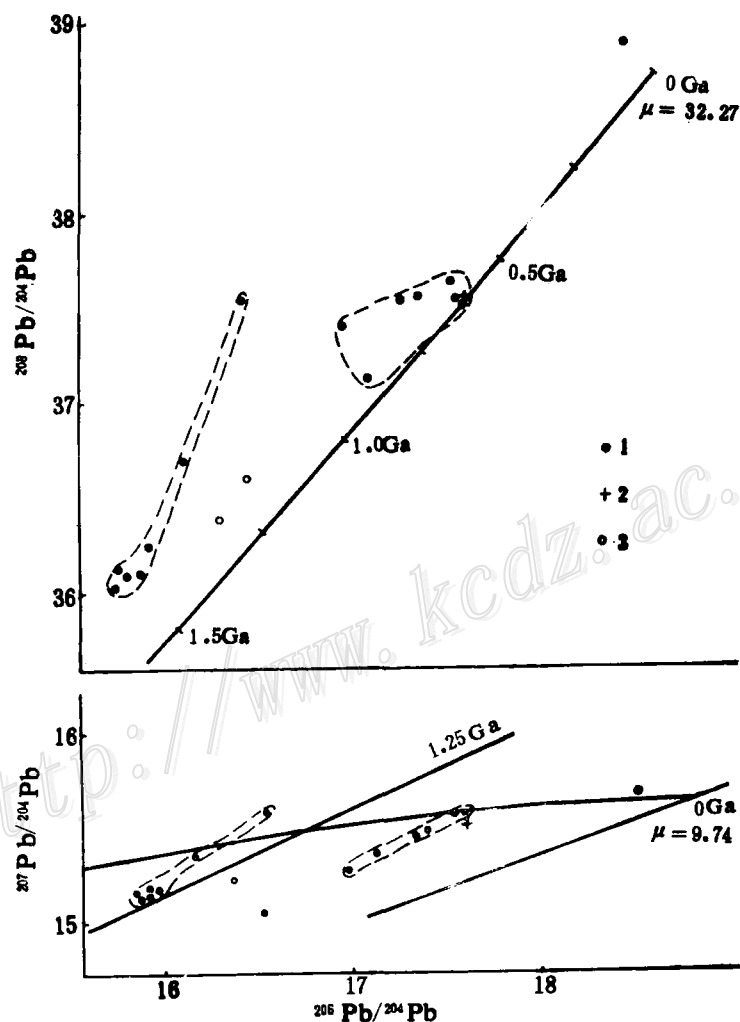


图4 岩浆热液金矿铅同位素图解

(参照Stacey等, 1975)

1—矿石铅; 2—花岗质岩全岩铅; 3—长石铅

Fig. 4. Lead isotope composition of magmatic hydrothermal gold deposits.

1—Ore lead; 2—Whole rock lead of granitic rocks; 3—Feldspar lead.

金矿的铅同位素组成不一致。浑北金矿的7件铅同位素样品(表1中16—22号)的变化范围: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 16.98—17.6275; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.28—15.5779; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37.1279—37.9234。Stacey两阶段模式年龄为619—750 Ma, 平均692 Ma。浑南金矿的10个铅同位素样品(表1中23—32号)中, 方铅矿样品含较少放射性成因铅: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.8536—16.51; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.1370—15.3734; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 33.332—37.51, 模式年龄为1378—1652 Ma, 平均1491 Ma(图4)。上述年龄都大于与成矿有关的岩体年龄, 更大于成矿年龄。如浑北成矿花岗岩岩体主要为印支期, 浑南南口前一十花顶子岩体为2.09—130Ma^[6]。矿石铅同位素无计时意义, 整个华北地台上的显生宙脉状金矿均如此^[7]。

从表3和图4可以看出, 浑北曾顶金矿化点的矿石铅(21号)和成矿同源岩花岗闪长岩(22号)具相似的铅同位素组成。浑南下大堡金矿的长石铅(28、29号)和矿石铅相比, 其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值略高, 但 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值相近, 可能反映铅的来源是相同的^[6]。可见, 尽管岩浆热液金矿床中铅同位素不具计时意义, 但矿石铅和同源岩浆岩铅有相似的铅同位素组成, 这对阐明金矿属岩浆热液成因有重要意义。

从图4可以清楚地看出, 浑北金矿矿石铅同位素组成一个等铅域(isoplumb), 浑南金矿铅同位素组成另一个等铅域。浑南金矿具较少的放射性成因铅, 浑北具较多的放射性成因铅, 反映了它们源区的差异。对区内和成矿有关的岩浆岩研究已证明, 它们均为相当于本区绿岩或上壳岩物质重熔生成的。但浑南上壳岩的最老的同位素年龄为 2986 ± 10 Ma(小莱河, 角闪石, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 王松山等, 1986), 浑北地区可靠的年龄没有大于2.8 Ga(大部分为2.6—2.7 Ga)、即浑南上壳岩为近30亿年的早太古宙, 而浑北绿岩为晚太古宙产物。因此, 由早太古宙上壳岩重熔生成的花岗质岩石及金矿应比晚太古宙绿岩重熔生成的花岗质岩石及金矿含较少的放射性成因铅。本区岩浆热液金矿铅同位素组成也说明其为重熔岩浆热液产物。

浑南和浑北金矿的铅同位素在Zartman和Doe(1981)^[13]的铅构造图解上(图5), 除个别样品外, 大多数样品落入下地壳与地幔演化线上。而且把浑南、浑北金矿的矿石铅的平均值和相同时代的地幔、下地壳等储集层的铅同位素组成(文献[13]中p.155, Table VI)对比, 本区岩浆热液金矿的矿石铅同位素接近于地幔或下地壳铅同位素组成(表2)。这也说明本区岩浆热液金矿是由相当于地幔—下地壳物质重熔生成的。

五、结论与讨论

1. 辽北地区三类不同金矿床具有完全不同的铅同位素组成, 太古宙块状硫化物矿床中方铅矿的铅同位素以放射性成因铅少且值小为特征, 基本沿等时线, 结合地质产状, 代表了塑流变形过程中的再活化铅。其黄铁矿的铅同位素组成变化较大, 为铅同位素后期增长效应的结果。变生热液金矿铅同位素组成中, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化小, 而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化很大, 是铅同位素短期生长的。显生宙岩浆热液金矿的铅同位素基本沿等时线各自组成等铅域。铅同位素组成反映了不同成矿作用和物质来源。

2. 铅同位素地质是随研究成矿年龄和铅的来源而发展起来的(Doe和Stacey, 1974), 所以, 铅同位素模式年龄一直被同位素地质学家所关注。但大多数矿床的模式年龄和实际成

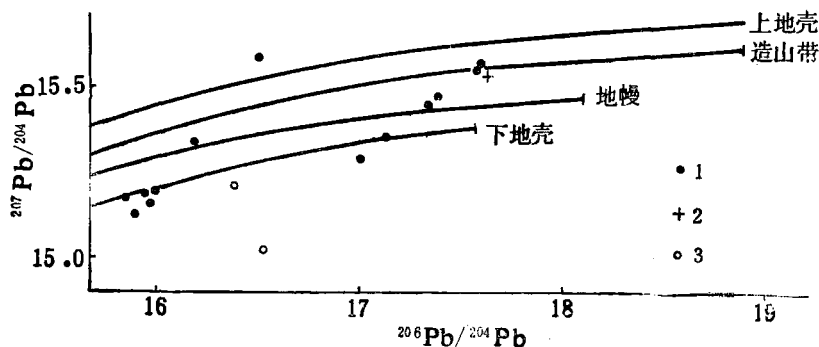


图5 显生宙岩浆热液金矿铅构造图解

(参照Zartman和Doe, 1981)

(图例同图4)

Fig. 5. Lead isotope composition of Phanerozoic magmatic hydrothermal gold deposits compared with Zartman and Doe's model of plumbtectonics.

(Symbols as for Fig. 4)

表2 显生宙岩浆热液金矿铅同位素和同时代不同储集层铅同位素组成对比

Table 2. Lead isotope comparison of Phanerozoic magmatic hydrothermal gold deposit with four lead accumulative beds of the same age

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
地幔	17.730	15.455	37.395
下地壳	17.235	15.355	38.285
造山带	18.580	15.600	38.435
上地壳	19.110	15.695	38.80
浑北矿石(6)	17.339	15.463	37.5199
浑南矿石(7)	16.034	15.260	36.432

矿年龄不符,为了使之相吻合,曾提出过修改参数(Doe等,1974; Thorpe, 1982)的方法,或提出过更为复杂的两阶段模式^[8]或三阶段模式。不同的计算模式给出了不同的矿化模式年龄。尽管模式年龄仍为现代铅同位素地质研究的主题之一^[10,14,15],但在解释铅模式年龄时须注意两个方面:年龄的解释应以样品的地质产状为前提;研究区的铅同位素演化是否满足年龄计算时所采用模式的假设条件。例如本区的太古宙地壳演化和Stacey等提出的二阶段模式相近,块状硫化物中的方铅矿的模式年龄2621 Ma,样品产状说明其为活化年龄,而非初始成矿年龄。但同生的黄铁矿的铅同位素由于存在后期增长效应,其年龄不能反映同生沉积年龄。

μ 值和Th/U比值是铅源的指示参数,但在对比 μ 值和Th/U比值时,年龄计算应采取相同的模式。

3. 铅同位素研究过程中最常测试的样品是含常量铅矿物(如方铅矿)。Faure (1977)认为,含微量铅的其他硫化物及长石和方铅矿一样,其铅同位素代表了初始铅同位素(即矿

物结晶时的铅同位素组成)。但随资料积累、测试精度的提高和测试方法的完善,发现含铅矿物比与其共生或伴生的方铅矿含更多的放射性成因铅^[9]。铅同位素后期增长效应和铅同位素短期生长效应的提出具有重要意义。

铅同位素后期增长效应指矿物结晶后,矿物包裹的富U、Th微小矿物包体或捕获的微量U、Th放射性衰变而使矿物的铅同位素组成发生变化,铅同位素测试值比初始值含更多的放射性成因铅。铅同位素短期生长效应是矿物结晶生长过程,结晶早晚矿物的铅同位素组成变化,这个变化是与相对短的地质作用过程有关。铅同位素的后期增长效应和短期生长效应的结果,常使矿物的放射性成因铅增多,但要严格区别二者是困难的。除了铅同位素短期生长使早晚结晶矿物或矿物内外的铅同位素变化外,另一较可靠的参数是Th/U比值。后期增长过程中Th/U比值变化很小,而短期生长过程中Th/U比值变化较大。铅同位素后期增长和短期生长机制研究是今后铅同位素地质研究的一个新方向。

4. 目前研究铅同位素的兴趣转向标定构造环境方向。Doe和Zartman (1979)及Zartman和Doe (1981)^[13]提出的铅构造模式是这一方向的突出代表。这一模式被很多地质学家所引用或修改后引用(Andrew等,1984)。根据这一模式,本区显生宙岩浆热液金矿床的铅来自地幔—下地壳源。而且本区浑南浑北岩浆热液金矿床的铅分别组成等铅域,进一步说明它们为相当于下地壳—地幔的绿岩或上壳岩重熔生成的岩浆热液产物,和华北地台主要脉状金矿一样(刘连登,1989)。

本区太古宙块状硫化物伴生金矿和变生热液金矿的铅同位素在该模式上得不出什么结论(图2)。可见建立在显生宙板块构造基础上的铅构造模式只适用于显生宙矿床。

研究工作得到了姚凤良教授的指导,隋延辉、卿敏、邹文志、何健泽等参加了部分工作,本文引用了前人的一些资料,在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] 刘连登、陈路 1982 太古宙红透山块状硫化物矿床的变质—重就位 长春地质学院学报
- [2] 隋延辉 1990 浑北太古宙块状硫化物矿床金属硫化物的塑性变形研究 长春地质学院学报 第20卷 第3期
- [3] 戴仕炳 1989 辽北太古宙绿岩带中南龙王庙同韧性剪切金矿成因 长春地质学院学报 第19卷 第3期
- [4] 戴仕炳、刘连登 1989 浑北太古宙南龙王庙金矿床的成矿物质来源 辽宁地质 第3期
- [5] 蒋治渝 1989 长石铅同位素小议——兼与张理刚同志磋商 地质论评 第35卷 第5期
- [6] 李庆章、刁乃昌 1989 清原南口前一带金矿床稳定同位素研究 辽宁地质 第3期
- [7] 姚凤良、刘连登、孔庆存、宫润潭 1990 胶东西北部脉状金矿 吉林科学技术出版社
- [8] Stacey, J. S. and Kramers, J. D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model, *Earth and Planet. Sci. Letters*, Vol. 26, p. 207—221.
- [9] Franklin, J. M. et al., 1981, Volcanic-associated massive sulphide deposits, in *Econ. Geo. Seventy Fifth Anniversary Volume*.
- [10] Deloule, E. et al., 1989, Metallogensis of the Abitibi greenstone belt of Canada: A contribution from the analysis of trace lead in sulphide minerals, *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 26, p. 2529—2540.
- [11] Hart, S. R., et al., 1981, Lead isotope zoning in galena: An ion microprobe study of a galena crystal from the Buicke mine, SE Missouri, *Econ. Geo.*, Vol. 76, No. 7, p. 1873—1878.
- [12] Crocetti, C. A. et al., 1988, Isotopic composition of lead in galenas from Viburnum Trend, Missouri, *Econ. Geo.*, Vol. 83.

- [13] Zartman, R. E. and Doe, B. R., 1981, Plumbtectonics-The model, *Tectonophysics*, Vol. 75, No. 1—2, p. 135—162.
- [14] Browning, B. et al., 1987, Lead isotope constraints on the age and source of gold mineralization in the Archean Yilgarn Block, W. Australia, *Econ. Geo.*, Vol. 82, p. 971—986.
- [15] Cumming, G. L. et al., 1990, Pine Point: A case history of lead isotope homogeneity in a Mississippi Valley-type district, *Econ. Geo.*, Vol. 85, No. 1, p. 133—144.

LEAD ISOTOPIC STUDIES OF GOLD DEPOSITS IN NORTHERN LIAONING

Dai Shibing and Liu Liandeng

(*Changchun College of Geology, Changchun, Jilin Province*)

Abstract

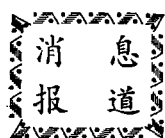
There occur three types of gold deposits in northern Liaoning Archean metamorphic terrain, i. e., gold deposits associated with Archean zinc-copper massive sulfides, Archean metamorphosed gold deposits in synchronous ductile shear zones and phanerozoic magmatic-hydrothermal gold deposits. Galena from gold-bearing zinc-copper massive sulfide ores contain least radiogenic lead, and lead isotopes are distributed on the whole along isochrons. The average stacey's two-stage model age is 2610 Ma, and the mode of occurrence of galena indicates the age of remobilization of sulfides, namely, the age of reenrichment of gold and silver. Pyrite, which crystallized earlier than galena, contains relatively more radiogenic lead and displays much younger model age (681—1838 Ma). The insignificant variation in Th/U ratio suggests that radiogenic lead must have been produced as a result of in situ U and Th decay of pyrite.

Four pyrite samples from metamorphosed hydrothermal gold ore show great variation in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio but comparatively negligible variation in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios from earlier to late generation, accompanied by the decrease in Th/U ratio. Such variation or short-span growth effect resulted from the U decay in the process of crystallization of pyrite from a fluid with high U/Pb ratio, whose geochemistry proves it to be a metamorphic hydrothermal solution derived from greenstone in the area.

The lead isotope model ages of Mesozoic magmatic-hydrothermal gold deposits on the southern and northern side of the Hunhe river (1491 Ma and 692 Ma respectively) are both significantly larger than the mineralization age. The lead isotopes form two separate isoplumb fields in the Pb-Pb diagram.

and are close to the mantle-lower crust evolution line in the plumbtectonic model. Moreover, the ores are similar to their related granites in lead isotope composition. All these data point to a magmatic-hydrothermal origin of lead. The hydrothermal solution, in turn, must have come from the magma formed through the remelting of greenstone and/or supercrust rocks originally derived from the mantle.

It can therefore be concluded that although in most cases the lead isotope model ages are older or younger than the age of gold mineralization, the lead isotope composition and distribution do reflect the origin of lead and the metallogenic environment. Nevertheless, the interpretation of lead isotopes should be invariably based on geological and geochemical studies of gold deposits.



国际学术会议动态

About a Coming International Symposium

中国地质学会矿床地质专业委员会将在1992年组织召开国际金矿流体包裹体研究与找矿学术讨论会 (ISFIGD), 这次会议也是国际成矿流体包裹体委员会 (COFFI) 1992 年学术活动之一。

会议主题:

1. 成矿流体包裹体基础理论。
2. 金矿床成矿流体包裹体各种参数的测定与运用。
3. 用矿物中包裹体研究金矿床成因、找矿标志和金矿物沉淀环境。
4. 用矿物中流体包裹体普查勘探新矿种和盲矿体。

开会地点: 北京

会议日期: 1992年8月12日—15日

大会工作语言为英语, 所有论文摘要和拟提供出版会议论文集的全文, 仅收英文打字稿, 论文摘要务必在1991年9月底前寄交组织委员会 (不收已发表或参加过其他会议的论文)。

会议程序包括邀请讲学, 论文宣读以及论文展示, 会议无同声翻译, 但论文展示时将有英语翻译协助交流。

会前将安排野外地质旅行, 包括考察河北金厂峪及参观一些名胜古迹等。

有关会议的函、电和论文摘要提交, 请和中国北京 (邮政编码: 100083) 科技大学地质系ISFIGD组织委员会何知礼教授 (或徐九华先生) 联系。

(中国地质学会矿床地质专业委员会秘书处供稿)