

内蒙古乌拉山金矿带铅同位素 地球化学研究

郎殿有

(内蒙古地矿局一〇五地质队)

提 要 本文对乌拉山金矿带铅同位素地球化学特征进行了研究,认为乌拉山金矿主要成矿物质来源于低 μ 值的下地壳。指明了乌拉山金矿带具有基底矿源岩、晚华力西期—早中生代花岗岩体、断裂构造多次活动三位一体的成矿地质条件。金矿床的形成至少要经过太古代(33亿年左右)火山沉积和晚华力西期—早中生代(2亿年左右)热液成矿两个阶段。

关键词 内蒙古乌拉山金矿带 铅同位素组成特征 示踪作用 铅的演化历史

乌拉山金矿带位于内蒙古包头市市郊。矿带内已发现各种含金矿脉200多条。近年来已经引起地质界的关注。本文对该矿带铅同位素组成特征,铅同位素示踪作用及铅的演化历史进行讨论,并据此得出很有意义的结论。

1 地质简况

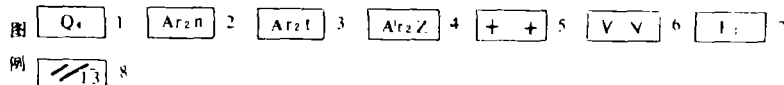
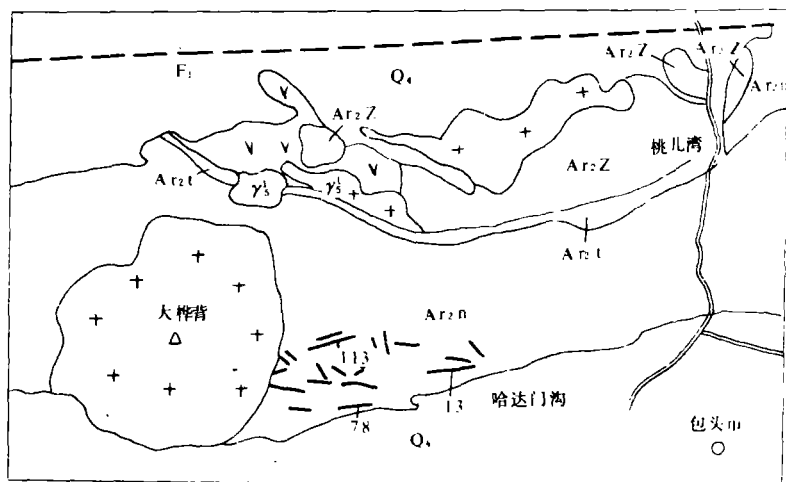
乌拉山金矿带位于中朝准地台成矿域北部边缘西段,隶属内蒙地轴。属于华北太古—早元古变质地区,华北亚区的一部分(董申保等,1986)。

本区出露地层为上太古界乌拉山群(图1),其岩性下部以角闪质片麻岩、紫苏斜长片麻岩和斜长角闪岩为主,原岩为基性火山岩、火山碎屑岩;上部由石墨片麻岩、橄榄透辉大理岩、长石石英砂岩夹磁铁石英岩组成,原岩为炭质粉砂岩、粘土质岩、凝灰岩等。乌拉山群沉积年龄为28.55~32.19亿年^{[1][2]},区内较有代表性同位素地质年龄资料基本上限止在24~26亿年和19~21亿年两个区间^{[1][2]},代表了两次重要的后期叠加事件。乌拉山群属于华北地台北缘麻粒岩相带的一部分(钱祥麟,1985)。变质作用为高角闪岩相和麻粒岩相,其形成P-T条件,T=700~800℃,P小于 8.4×10^8 Pa,乌拉山金矿带赋存在该群中部二岩组中。

矿区构造以断裂构造为主,韧性剪切变质变形作用发育。区内主要断裂构造为乌拉山一大青山北麓深断裂(F_1)及阴山(包头段)大型推覆构造^[3]。

岩浆活动比较强烈,与成矿关系密切的是晚华力西期—早中生代大桦背花岗岩体。同位素

年龄1.9~3.45亿年,岩体呈岩株状侵入乌拉山群。



图例说明:1. 第四系 2. 乌拉山群二岩组 3. 乌拉山群三岩组 4. 乌拉山群四岩组 5. 大桦背花岗岩 6. 石英闪长岩 7. 深断裂 8. 矿化脉及编号

图1 乌拉山金矿带地质略图。

Fig. 1 Geological sketch of Wulashan Au ore belt.

乌拉山金矿带产在大桦背花岗岩体与上太古界乌拉山群二岩组接触带的外带。矿化类型有含金石英脉型、含金石英-钾长石脉型及构造破碎蚀变岩型。矿石矿物主要为黄铁矿、磁铁矿、方铅矿、黄铜矿、自然金等。与矿化有关的围岩蚀变主要为:硅化、钾化、黄铁矿化、绢云母化。成矿阶段可分钾长石-石英、钾长石-石英-黄铁矿、石英-多金属硫化物、石英-方解石等四个成矿阶段。

2 铅同位素

铅同位素的研究主要是根据U-Pb、Th-Pb的三个独立地质时钟,以及它们之间的相互关系造成铅同位素组成的增长和变异。致使铅同位素不但能提供计算地质事件年龄的定量指标,而且还能示踪成因、物质来源及构造环境的演化,从而为地质、地球化学提供定量推断的依据。

2.1 铅同位素组成特征

表1列出乌拉山金矿带各地质体的铅同位素组成,同时还列出按 Φ 值(拉塞尔-法夸尔)计算的单阶段铅模式年龄、 μ 值及W值。从表中所列数据表明,本区矿石铅的同位素(11件) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.2670~18.0907, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.3880~15.6804, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.4690~38.8466,单阶段模式年龄493~838Ma, μ 值9.07~9.34, W值37.107~42.35。变质岩全岩铅的同位素(5件) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 16.4082~17.8792, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.1292~15.4889, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 35.7849~40.4345,单阶段模式年龄419~1239Ma, μ 值8.36~8.89, W值30.63~43.18。花岗岩(包括一件伟晶岩)的全岩及长石铅的同位素组成(5件), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.2066~18.269, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 14.678~15.8797, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 35.9281~38.6028,单阶段模式年龄为-79~2037Ma, μ 值7.64~9.58, W值26.98~43.61。

比较矿带中不同地质体铅同位素组成的变化,变质岩全岩铅的同位素组成, μ 值含量较低,同位素组成变化较大。矿石铅的同位素 μ 值, W值相对较高,同位素组成变化相对较小。花岗岩(全岩及长石)铅的同位素变化最大,单阶段模式出现负值,可能为异常铅所致,一件伟晶

岩的模式为20亿年,此年龄和用其它放射性方法测定伟晶岩中的锆石、褐帘石、白云母等年龄相一致^[2], μ 值及W值变化最大,即有低 μ 值(7.64)和W值(26.98),也有高 μ 值(9.58)和W值(43.61),反映花岗岩的成因和铅的演化历史及源区比较复杂。

表1 乌拉山金矿铅同位素组成

Table 1 Pb— isotope composition of wulashan Au-deposits

矿物名称	岩性	铅同位素组份			μ	W	模式年龄 Ma(H·H)
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			
全岩	斜长角闪岩	16.6095	15.1292	35.7849	8.36	30.63	950
全岩	斜长角闪岩	16.4082	15.2396	36.2101	8.16	35.29	1234
全岩	砂线榴石黑云斜长片麻岩	17.8792	15.4889	40.4345	8.89	43.98	419
全岩	黑云斜长片麻岩	16.8437	15.4130	37.7686	8.77	41.04	1023
全岩	石榴黑云二长片麻岩	17.1786	15.4301	37.6134	8.88	38.79	875
全岩	似斑状黑云母二长花岗岩	17.0930	19.6780	36.3343	7.64	26.18	—79
全岩	黑云母钾长花岗岩	17.6747	15.5489	38.2760	9.03	39.72	645
全岩	细粒花岗岩	18.2690	15.8797	38.6028	9.58	40.73	596
长石	花岗岩	17.4665	15.4970	37.7774	8.96	38.29	738
长石	伟晶岩	15.2066	15.1393	35.9281	8.94	43.61	2037
矿石	方铅矿	17.8004	15.6091	38.1355	9.13	38.87	621
矿石	方铅矿	17.1342	15.6397	38.1990	9.20	39.91	804
矿石	方铅矿	17.6518	15.6190	37.8828	9.17	38.78	739
矿石	方铅矿	17.4067	15.5485	37.9247	9.34	39.91	838
矿石	方铅矿	17.8214	15.6435	38.3407	9.19	39.99	643
矿石	方铅矿	17.6828	15.5989	38.3076	9.13	40.37	700
矿石	方铅矿	17.7259	15.5886	37.9158	9.10	38.16	652
矿石	方铅矿	17.2670	15.3880	37.469	8.72	37.107	760
矿石	方铅矿	17.8084	15.6021	37.9174	9.11	37.75	605
矿石	黄铁矿	18.0907	15.6804	38.2656	9.22	38.33	493
矿石	黄铁矿	17.6970	15.5688	38.8466	9.07	42.35	651

* 引自郭砚田,其余为毕万昌(1989)

通过矿石铅同位素组成可看出, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围较窄,但 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围较大,说明源区钍的分布不均匀,从矿石铅的同位素组成变化反映成矿时期的矿源与地质作用可能是相似的,并具有多阶段正常铅的混合,但也不排除有较少异常铅的参予。

以往曾有不少人把金矿床中的铅同位素组成作为计算普通单阶段的模式年龄,并当作金的成矿年龄。我们认为是不合适的,因为它们均与地质观察及放射性同位素地质年龄不符。这说明铅在处于封闭(成矿)以前,从地球形成到成矿只经历一阶段演化的认识是不符合地质历

程实际的。所以单阶段年龄并不代表成矿年龄,但是暂作地球化学参数考虑也许更有意义。本次矿石铅的单阶段模式年龄为493~838Ma,集中分布在600~700Ma之间。矿石铅的单阶段模式年龄大于成矿年龄,反映铅来源于贫铀并有多阶段的演化特点。

本区金矿床与晚华力西期一早中生代大桦背花岗岩两者铅同位素组成具一致性,虽然矿石铅的同位素组成失去了直接指示成矿时代的意义,但它们与岩浆作用的产物——钾长石在微量铅同位素组成上的相似,揭示二者在成因上的联系。

所在矿石铅样品均落在卡农小三角形图解上,并显示显生宙矿床铅矿物同位素组成特点,位于演化曲线0~10亿年靠近Th-Pb区,少数样品已投在Th-Pb区^①,这和本区W值明显偏高是一致的,表明本区铅的演化历史比较复杂,包含有两种或两种以上的U(Th)-Pb系统混合,最明显的事实是在铅演化过程中有来自富钍(铀)系统的放射成因铅加入。从野外观察证实,矿区范围内的围岩广泛发育有含褐帘石的伟晶岩,含铌钦铀矿伟晶岩。但应当指出,矿石样品的模式年龄相近,说明它们有着相同的来源及演化历史。

2.2 铅同位素的示踪作用

B·R多伊和R·E扎特曼用板块构造理论,把Pb同位素的演化与板块构造体系和构造动力学结合起来,从而使铅同位素赋予构造环境的意义。铅同位素组成在岩石圈不同部分的变化存在着两种倾向,一种倾向是由均一趋向不均一,一种倾向是由不均一趋向新的均一。由于Pb同位素在岩石圈中变化的这种对立倾向,再加上它们在任何物理化学条件下都没有分馏作用特征,使我们有可能把Pb同位素组成的变异作为构造环境、矿床成因的指示剂。

据前人研究,中朝准地台的演化经历了陆核(37~31亿年),活动带(31~25亿年),褶皱带(20~17亿年)及再活化(1.8~0.6亿年)四个阶段。准地台在太古宙(37~25亿年)期间有几期火山—沉积旋回(A、B、C、D),自北而南,由老到新,每个旋回的基底为中基性火山岩(含金载体),向上过渡为火山碎屑—沉积岩系。这些火山—沉积岩系在角闪岩相的变质条件下,形成各种中—高级变质岩系,构成了地台结晶基底(25~20亿年)。中生代时准地台的东部再度活化,表现为大规模断裂、褶皱及强烈中酸性岩浆活动,以及与之有关的金等元素的成矿作用。乌拉山金矿带位于中朝准地台北缘西段。经受了准地台上述四个阶段的构造演化。我们通过乌拉山金矿带各类地质体铅同位素组成研究后发现,它们和准地台的南带(小秦岭金矿带),东带(胶东金矿带)的铅同位素组成特点具可对比性(表2),就是说,同一构造环境铅同位素组成能够如实记录成岩,成矿作用的历史。马振东(1988)对于构成准地台结晶基底的高级变质岩系铅同位素组成的研究表明^[4],处于同一火山沉积旋回的样品,就是相距上千公里,无论是全岩,还是其中的硫化物,它们的铅同位素组成有着惊人的相似性。这可能是由于原始中基性火山岩和沉积岩是源于 μ ,W值较均一的环境,后经高级区域变质作用成为准地台的结晶基底,致使以后铅的演化在不同 μ 值系统进行。不同样品铅的增长落在同一条等时线上。为了验证上述推断,我们将乌拉山群(二岩组)的五件全岩铅的同位素组成用最小二乘法拟合了斜率为0.208的一条直线,方程 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=11.8+0.208^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,相关系数为0.8,该直线的斜率:

① 郎殿有,内蒙古乌拉山金矿铅同位素地质初步研究,1989

$$R=\frac{1}{137.8}\cdot\left[\frac{e^{\lambda_5t_1}-1}{e^{\lambda_6t_1}-1}\right]$$

(1)

表2 南、东、北矿带各地质体铅同位素组成

Table 2 Pb— isotope composition of different units in the south ore belt, east and north ore belts

(南矿带)①

矿 物 同 位 素 比 值	太华群片麻岩中 方铅矿(3)	太华群斜长角闪岩 中的黄铁矿(1)	闽峪黑云二长花岗岩 中的钾长石(1)	含金石英脉中的 自然 Au(1)
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17.220	17.279	17.522	17.477
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.344	15.440	15.572	15.455
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.845	37.377	38.071	38.115

(东矿带)①

矿 物 同 位 素 比 值	胶东群富阳组， 唐家庄组变质岩系(14)	玲珑黑云母花岗岩， 郭家岭角闪花岗岩(2)	含金石英脉中硫化物 (13)
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17.390	17.313	17.230
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.432	15.421	15.336
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.472	37.720	37.861

(北矿带)

矿 物 同 位 素 比 值	乌拉山群二岩组 变质岩系(5)	大桦背花岗岩(4)	含金石英脉(11)
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16.9838	17.6258	17.6987
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.3401	15.4009	15.5897
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.5622	38.0353	38.1095

①引自马振东,1988

(1)式中的 t_1 为开始封闭到现在所经历的时间,代表了某一沉积—火山岩系在 t_1 前所经受高级区域变质作用①。计算 t_1 约等于28亿年。目前岩石中 Rb-Sr 和 U-Pb 法测年龄多数介于24~27亿年间^{[1][2]},与我国华北和东北南部比较公认的一组变质年龄是相近的^[2]。因此本区通过 Pb—Pb 法测定 $t_1 \approx 28$ 亿年,很可能反映这一区域的变质年龄时间,也就是说,28亿年是乌拉山群开始

① 中国科学院地球化学研究所,同位素地球化学研究室,同位素年代学讲义,1982

封闭的时间,岩石中的铅在28亿年前就从源区分离出来,从这以后岩石中铅便以不同速率演化,这个年龄值不是乌拉山群成岩年龄,而是强烈变质作用的终止时代,也是中朝准地台开始稳定的上限。相当于准地台演化的活动带(31~25 亿年)阶段。

乌拉山金矿带位于准地台北缘西段,处于太古宙的火山沉积旋回的 B、C、D 阶段^[5],小秦岭金矿带与胶东金矿带位于准地台南缘,处于太古宙火山沉积旋回 C、D 阶段^[5],比较它们之间铅的同位素组成, μ 值及 W 值,会发现不同时期的火山沉积旋回的变质岩系可显示不同的同位素组成特征。这些变质岩系与现代地幔及下地壳的铅同位素组成相一致,而没有呈现上部地壳富 U、Th 的特征(表3),它们基本保持形成时的铅同位素组成。

表3 最后一次造山运动各构造环境中铅同位素组成

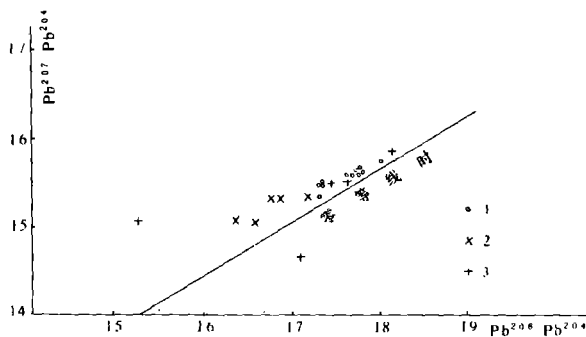
Table 3 Pb— isotope composition in different environment during the last orogeny

同位素比值	构造环境				
	地幔	造山带	参加造山带 下地壳	参加造山带 上地壳	目前新测的乌拉山群 变质岩系
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.06	18.91	17.51	19.45	16.9838
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.49	15.62	15.39	15.71	15.3401
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.70	38.82	38.67	39.20	37.5623
$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	8.37	11.31	6.21	13.22	8.71
$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	3.46	3.63	6.02	3.45	4.32

引自第27届国际地质大会论文汇编 Vol. 12, P. 91. R. E. Zaytman

将所有样品投在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 座标图上(图2),可以看出,这些投影点基本沿着一-条直线分布,金矿石与变质岩系、大桦背花岗岩体的铅同位素组成基本一致,说明它们在成因上的同一性。相对而言,变质岩的投影点位于低放射性成因铅一端;花岗岩位于高放射性成因铅一端;而矿石铅基本介于二者之间的连线上,但更靠近花岗岩一侧。此结论可与中朝准地台-中的小秦岭金矿带和胶北金矿带各地质体铅同位素组成进行对比。这一信息可以揭示它们之间的内在联系:太古代变质岩系是金等元素成矿物质的提供者,中生代原地或半原地花岗岩化作用是金等元素活化富集的地质营力,随之而进行的是金沿构造裂隙的集中、沉淀的成矿作用。依据乌拉山金矿各地质体铅同位素所建立金矿床这种成因机制,与马振东(1988)所建立准地台寻找同类原生金矿的找矿模式结论是一致的^[4]。

把乌拉山金矿带各地质体的铅同位素组成投在 B·R·多伊和 R·E·扎特曼的显生宙铅构造学图解上(图3),可以明显的看出,这些投影点都落在造山带演化曲线(b)与地壳演化曲线(d)之间,这表明其源区相对稍贫铀,故单阶段模式年龄大于其真实年龄。其中,变质岩系铅同位素组成主要分布在下地壳(d)和上地幔(a)演化线上下,表明其变质岩系的铅主要来自下地壳,伴随着太古代海底火山作用,由地幔升至地表。而矿石中的铅同位素组成和造山带相近,大部分布在造山带演化线(b)及上地壳演化线(c)之间。表明矿石铅是一种下地壳源和造山带双重特征的铅。本区花岗岩的铅同位素组成主要分布在造山带(b)及下地壳(d)演化线之间,其来源比



图例说明: 1. 矿石 2. 变质岩 3. 花岗岩

图2 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 对 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图

Fig. 2 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Plot

较复杂,既有来自低 μ 的下地壳,也有来自高 μ 的上地壳及壳幔混杂的造山带岩石。我们把本区各矿脉的矿石铅及有关岩浆岩钾长石微量铅,按其成分在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 对 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 座标图投点,其大部分落在克拉通化地壳域内^①。这是大陆中的一种特殊环境在较老地壳内演化最慢的岩石铅,保持了下地壳及上地幔低 μ 的特征,后期由于岩浆和成矿作用,使这种铅活化混入到火成岩和矿石中,

呈现了非放射成因的老铅的异常特征。

2.3 铅的演化历史

将矿石铅的同位素用一元性回归进行计算,得到线性方程 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.1 + 0.309^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,相关系数 $r = 0.88$,该直线的斜率可用下式表示:

$$R = \frac{1}{137.8} \frac{e^{\lambda_5 t_1} - e^{\lambda_5 t_2}}{e^{\lambda_8 t_1} - e^{\lambda_8 t_2}} \quad (2)$$

式中 λ_5 —— U^{235} 衰变常数取 $0.155125 \times 10^{-9} \text{年}^{-1}$

λ_8 —— U^{238} 衰变常数取 $0.98485 \times 10^{-9} \text{年}^{-1}$

t_1, t_2 ——分别为铅两次脱离原始 $\text{U}(\text{Th})\text{-Pb}$ 系统时间

一般情况 t_1 为铅脱离原始 $\text{U}(\text{Th})\text{-Pb}$ 系统时间,其时间间隔 $T_0 - t_1$ (T_0 地球年龄), t_2 代表铅在第二系统中混合均一化和 U-Pb 分离时间,即是铅从陆壳岩石分离出来而和先前的铅混合的时间。

由公式(2)可见,欲求 t_1 或 t_2 ,必须根据地质证据或其它同位素计时方法,首先确定 t_1 或 t_2 ,即我们并不能根据公式(2)独立算出 t_1 或 t_2 ,但我们利用公式(2)可大概估计一下 t_1 和 t_2 的可能范围,假定 $t_2 - t_1 = t_1$,即假定矿化紧接着铅源形成之后发生(瞬时生长模式)^②。

$$R = \frac{1}{137.8} \cdot \left(\frac{e^{\lambda_5 t_1}}{e^{\lambda_8 t_1}} \right) \frac{\lambda_5}{\lambda_8} \quad (3)$$

计算 $t_1 = 22.5$ 亿年,即混染放射性成因的铅在22.5亿年由 $\text{U}(\text{Th})$ 衰变形成的,混染作用(矿化作用)发生在这以后,可以看作矿化最大年龄和源岩最小年龄。 t_1 年龄(22.5亿年)和区内侵入太古宙伟晶岩单矿物(K-Ar 和 U-Pb)年龄(19~22亿年)^{[1][2]}相吻合,可代表区内较晚一期地质热力事件。大致相当准地台演化褶皱带(20~17亿年)阶段。

若假定 $t_2 = 0$,即假定矿化发生在现代(连续生长模式)则公式(2)可改写为:

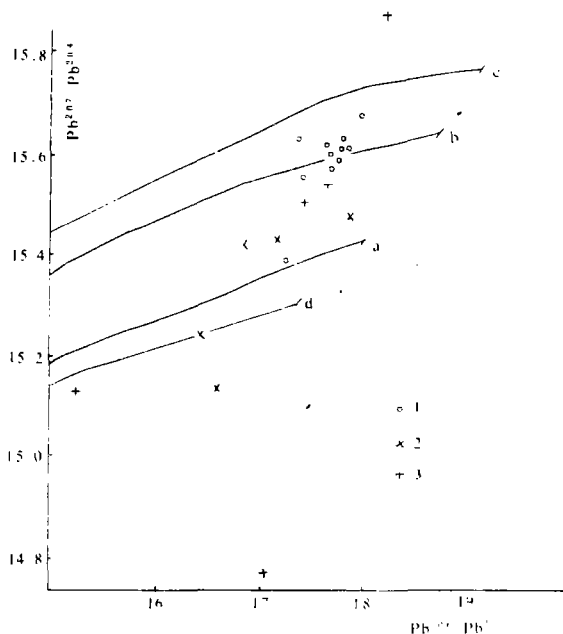
① 郎殿有,内蒙古乌拉山金矿铅同位素地质初步研究,1989

② 中国科学院地球化学研究所同位素地球化学研究室,同位素年代学讲义,1982

$$R = \frac{1}{137.8} \left[\frac{e^{\lambda t_1} - 1}{e^{\lambda t_2} - 1} \right] \quad (4)$$

计算 $t_1 = 36$ 亿年。36 亿年是太古界乌拉山群(沉积年龄)的最高估计。显然乌拉山金矿其铅源为前寒武纪变质岩系(或古老花岗岩),其形成年龄介于 36~22.5 亿年间,铅矿化年龄介于 22.5~0 亿年之间,即可能是前寒武纪,也可能是中生代。

确定矿床的成矿年龄是讨论矿床成因的重要依据。经 K-Ar 法测定,主要矿脉(M113)矿床的围岩——绢英岩中的绢云母年龄 $247.65 \pm 5.77\text{Ma}$ (张洪涛 1990), M13 矿脉(石英-钾长石脉)的钾长石年龄 139.08Ma (关连绪 1989)。尽管目前认为 K-Ar 年龄数据一般情况偏小,但其往往反映最后一次热事件年代。由此可把金矿床的成矿年龄定为 1.39~2.47 亿年,平均 2 亿年左右,此年龄与徐雁军(1988)根据所含金矿同位素的研究 2 亿年 ± 一致^①,与乌拉山大桦背花岗岩体年龄 1.9~3.45 亿年相吻合,与采用范书魁(1988)多阶段演化模式



图例说明:1. 矿石 2. 变质岩 3. 花岗岩

图3 乌拉山金矿带铅同位素组成

(仿 Doe 和 Zartman, 1979)

Fig. 3 Pb-isotope composition of Wulashan Au ore belt

对矿石中铅同位素计算的成矿年龄 1.7 亿年^[6]相差不远。故可以把 2 亿年看作为本区最后一次金矿化或金矿成矿作用终结年龄。根据公式(2),求得 $t_1 = 33$ 亿年,此年龄可视为内蒙地轴(内蒙古中部地区)的壳幔分离年龄。这一结果表明,与准地台其它几个金矿带一样,内蒙地轴是在 30 亿年前即形成了表壳岩。从此以后,铀、钍和铅的演化在表壳系统进行。 $t_1 = 33$ 亿年,恰好和乌拉山群沉积(28.55~32.19 亿年)^{[1][2]}年龄相吻合。表明上述对成矿年龄推断是正确的。

根据以上讨论,可以看出乌拉山金矿带铅是在两阶段体系演化的。其演化过程的第一阶段,地球形成开始(即约 33 亿年以前)原始地壳下部(上地幔)存在的岩浆中,铀、钍和铅的分布均一, μ_0 值(8.6), W_0 值($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$)(35.6),Th/U 比值(3.8),均为地幔平均值,该阶段铅为正常演化阶段; t_1 时(33 亿年)由于火山喷发作用分异不同的铀、钍体系,铅脱离第一阶段转入第二阶段,该阶段是在地壳上部进行, μ_1 , W_1 较 μ_0 、 W_0 高,且不均一^②, t_1 (33 亿年)形成的同位素组成均匀的铅,加上 t_1 ~ t_2 (31 亿年)期间积累的放射成因铅,在 $t_2 \approx 2$ 亿年时,由于太平洋板块向大陆俯冲,以及乌拉山一大青山北麓深断裂和阴山(包头段)大型推覆构造的形成^[3],深部流体上升造成的碱质交代和局部热点造成的重熔形成大桦背花岗岩体的作用,使矿源层中 Au 再次

① 徐雁军,长春地质学院硕士论文 1986

② 郎殿有,内蒙古乌拉山金矿铅同位素地质初步研究,1989

活化迁移,使铅与铀、钍体系分离形成铅矿化,而且从此以后保持其同位素组成不变至今。

3 结论

a. 乌拉山金矿的铅同位素组成介于晚华力西期—早中生代花岗岩和上太古宙变质岩的铅同位素组成之间,构成一条铅同位素的混合线。这一现象表明金矿在成因上即与变质岩有关,又与花岗岩有关。并揭示它们之间的内在联系:太古代基底岩系是成矿基础,晚华力西期—早中生代岩浆活动是成矿作用的关键,与之配套的断裂构造是定位空间。本矿带岩石中的铅来自低 μ 值的下地壳,而矿石铅具有下地壳源和造山带铅的双重特征,花岗岩中的铅来源比较复杂,既有来自低 μ 值下地壳,又有来自高 μ 值上地壳,以及壳幔混杂造山带岩石,这与岩石学所研究S型成因花岗岩结论相符^①。

b. 本次研究首先在该区提出可能存在早太古宙地层。根据混合铅模式的计算,本矿带矿石铅连续生长模式($t_2=0$ 时)为36亿年,36亿年是乌拉山群(沉积年龄)的最高估计。用矿化年龄($t_2=2$ 亿年)计算的 $t_1=33$ 亿年,可视为内蒙古地轴壳幔分离年龄。据此可推断乌拉山群可能在36~33亿年间形成表壳岩,和目前实测乌拉山群沉积年龄是一致的。又根据岩石全岩Pb-Pb法测定 $t_1=28$ 亿年,这28亿年就是乌拉山群经受高级变质作用的时间,它不是乌拉山群成岩年龄,而是强烈变质作用的终止上限时间。铅的瞬时生长模式($t_2-t_1=t_i$)为22.5亿年是矿化最大年龄,也就是说,铅矿化从22.5亿年开始参与成矿作用(初始富集)。上述所讨论的28亿年±、22.5亿年±所揭示的地质事件,可以和准地台两次重要后期叠加事件相对照,完全符合准地台演化的一般规律^{[1][2]}。

c. 内蒙地轴乌拉山地区早期地壳曾具有接近正常的铀-铅比值($\mu=8.7$)与准地台其它金矿带,北美、格陵兰等高级变质岩区情况类似^[7]。变质作用引起强烈铀亏损,铀亏损是准地台太古宙变质岩的一个区域性的重要地球化学特征。

d. 本区铅的演化可分两个阶段:第一阶段从地球形成起至33亿年之前,铅在地壳下部充分混合形成均一的正常铅。到33亿年前后发生海底火山喷发沉积,铅始进入地壳岩石系统(乌拉山群)中,形成金的矿源层。本区在28亿年前后和22亿年上下,曾发生了两次强烈区域变质作用,使正常铅得到不断混合形成陆源铅(金的初步富集)。第二阶段:中生代太平洋板块向大陆俯冲,引起构造岩浆活动及相伴的钾交代作用,使铅与铀、钍体系分离形成铅矿化,是主要金的活化富集阶段。

成文过程中,曾得到中国地质大学(武汉)蒋敬业副教授的帮助及指导,谨表谢忱。

① 郎殿有,内蒙古乌拉山金矿带晚华力西期—早中生代花岗岩地球化学特征及成因问题讨论,1991

参考文献

- 1 沈鸿章等. 内蒙古自治区区域地层及地质构造概况. 内蒙古地质, 1989, (1)
- 2 董启贤. 内蒙古太古宙同位素地质年龄资料及浅析. 内蒙古地质, 1987, (1)
- 3 胡宝全等. 阴山(包头段)大型推覆构造基本特征及其与金矿区域成矿的关系. 内蒙古地质, 1990, (1)
- 4 马振东. 中朝准地台原生金矿铅同位素特征及有关问题讨论. 地球科学—中国地质大学学报, 1988, (7)
- 5 李义. 华北地台太古代火山喷发沉积建造的形成演化及其伴生铁硅建造的赋存特征. 地质与勘探, 1985, (3)
- 6 郎殿有. 乌拉山金矿稳定同位素地质初步研究. 黄金地质科技, 1990, (4)
- 7 林尔为. 冀东金矿集中区的铅同位素研究. 长春地质学院院报, 1985, (4)

Pb-ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF WULASHAN GOLD ORE BELT

Lang Dianyou

(105 Team, Inner Mongolia Geology and Mineral
Resources Bureau)

Abstract

This paper deals with composition characteristics, tracing role and evolution history of Pb— isotope of wulashan gold ore belt. Gold ore deposits are genetically related to both of the metamorphic rocks and granites. Pb of the rocks in the ore belt is derived from the lower crust. Pb in ores is old multi— staged normal lead characterized by lower crust Pb and orogenic belt Pb. Pb in granites consists of Pb from the lower crust, the upper crust and the orogenic belt. 33—36my is put forward first for the rock —forming age of wulashan Group. Pb—Pb method age of 280my represents a main regional metamorphism; the temporal growth model age of 235m, the maximum age of mineralization and a later heat event. Tracing role of Pb— isotope throws a new light on the Au— metallogeny of the Wulashan ore belt. Basement of Archean rocks make a basis on which Late Variscan—Middle Mesozoic granitic magmatism remobilized, transported and enriched gold. The related fractures make rooms for gold emplacement. Gold deposits in the belt experienced, at least, two stages i. e. volcano — sedimentary stage (330my) and Late Variscan—Middle Mesozoic granitic magmatism hydrothermal fluid stage (20my).