

铅锌矿床中矿石铅同位素研究*

Lead isotope research on lead-zinc deposits

张长青¹, 李厚民¹, 代军治¹, 杨兴朝³, 李莉¹, 毛景文^{1,2}, 余金杰¹, 娄德波¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国地质大学, 北京 100083;

3 云南省乐红铅锌矿, 云南 鲁甸 657107)

ZHANG ChangQing¹, LI HouMin¹, DAI JunZhi¹, YANG XingChao³, LI Li¹,MAO JingWen^{1,2}, YU JinJie¹ and LOU DeBo¹(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
3 Lehong Zinc-Lead Deposit, Ludian 657107, Yunnan, China)

摘要 铅同位素研究一直以来是矿床成因研究的重点, 岩石和矿物中 Pb 同位素组成显示出极复杂的变化模式, 反映了它们各自的特殊地质历史。铅同位素研究的目标就是解释这些模式, 并揭露这些含铅的矿石和岩石的地质历史, 从而为矿床成因研究和找矿预测提供理论依据。本文主要探讨铅同位素在铅锌矿床研究中的应用。从成矿时代的测定、成矿物质来源的示踪和找矿评价等方面进行介绍。

关键词 铅同位素; 模式年龄; 同位素示踪; 矿床评价

铅在地球中广泛分布, 并在地球演化历史过程中不断地发生变化。不同成因的矿床, 其铅同位素组成不同, 铅同位素组成对于成矿作用有着重要的指示意义。人们从未间断过对铅同位素的研究。尤其是对于以产铅为主的硫化物矿床, 铅同位素更是研究的重点。铅同位素包含着大量的成矿信息, 通过铅同位素的研究, 可以在成矿时代和源区物质年龄的测定、矿床成因和成矿物质来源、成矿过程研究以及矿床与岩浆活动的关系等方面发挥着重要作用, 总之, 铅同位素对于成矿和找矿具有重要指示意义。

1 方铅矿模式年龄

通常把在 U/Pb、Th/Pb 比值极低的矿物中存在的 Pb 称作普通铅, 自矿物 (如方铅矿、钾长石等) 形成以后不再有新的放射成因铅增长。利用地球的 Pb 同位素演化模型测定年龄的方法称作普通铅法。普通铅法测定对象是完全不含 U 和 Th 的矿物, 如方铅矿等金属硫化物。普通铅法测定的是自地球形成 (45.6 亿年) 以后至方铅矿从地球储库中分离结晶出来, 这段时间内所经历的过程。

普通铅法年龄测定中有几个基本假设: ① 在地球形成的最初阶段, 原始铅同位素组成均一; ② 以后铅同位素比值发生的变化都是放射成因铅以不同比例混入原始铅的结果; ③ 铅矿物记录了它形成时源区的铅同位素组成, 并反映该源区的 U/Pb、Th/Pb 比值特征; ④ 自铅从 U、Th 体系中分离出来形成铅矿物时起同位素组成不再发生变化, 现今测得的铅同位素比值就是铅矿物形成时的同位素组成。

1976 年国际地科联地质年代学委员会将 Tatsumoto 等 (1973) 精确测定的 Canyon Diablo 铁陨石中的陨硫铁, 获得原始铅同位素比值推荐为地球初始铅, 它代表地球原始铅同位素组成, 也是研究地球铅同位素演化的基准, 现在已经广泛采用。²³⁸U、²³⁵U、²³²Th 的衰变常数和地球年龄参数如表 1 所示。

1.1 单阶段模式年龄

正常铅也叫单阶段铅, 这种铅的增长遵循一个简单的单阶段演化模型, 即是在一个 U-Th-Pb 系统 (μ 值系统) 中演化。从地球形成到铅矿化始终保持封闭体系。只有正常铅的同位素组成才能按单阶段

表 1 普通铅法年龄测定中常用计算参数

参 数	数 值
$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	9.307±0.006
$^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	10.294±0.006
$^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	29.478±0.018
^{238}U 衰变常数 λ_1	$1.55125 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$
^{235}U 衰变常数 λ_2	$9.8485 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$
^{232}Th 衰变常数 λ_3	$0.49475 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$
地球年龄 T	4570 Ma
$^{238}\text{U} / ^{235}\text{U}$	137.88

*本文由地质大调查项目 (1212010634001) 和国家自然科学基金重点项目 (40434011) 资助
第一作者简介 张长青, 男, 1975 年生, 岩石、矿物、矿床学博士。E-mail: zcchangqing@163.com

演化公式计算矿石和地球的年龄。

单阶段模式有一系列的假定条件：①原始地球的U、Th和Pb是均匀分布的；②原始Pb同位素组成也是均匀的；③任何指定区域内U/Pb比值改变仅仅是U变为Pb的放射性衰变的结果；④普通铅矿物形成时，Pb从U、Th同位素体系中分离出来，并在以后的时期中保持稳定不变。

利用正常铅计算的单阶段模式年龄有Holms-Houtermans法、Russell-Farquhar-Cumming法、Russell-Stanton-Farguhar法等，这里仅仅介绍一下H-H的演化模式。

H-H的单阶段演化模式计算公式为：
$$[(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0]/[(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0]=$$

$$1/137.88[(e^{\lambda_2 T}-e^{\lambda_2 t})/(e^{\lambda_1 T}-e^{\lambda_1 t})] \quad (1)$$

公式(1)为一条直线方程，其中等式右侧 $1/137.88[(e^{\lambda_2 T}-e^{\lambda_2 t})/(e^{\lambda_1 T}-e^{\lambda_1 t})]$ 为该直线方程的斜率，设为 ϕ ，等时线 ϕ 值只与 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的比值对于 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ 和 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ 的增长斜率有关，增长率的比值只是 t 值的函数，因此等时线年龄比其他普通铅的准确性稍高一些。

上述模式都要求普通铅(方铅矿)的源区自地球形成以来，U-Pb体系一直保持封闭，即要求Pb同位素是在 μ_0 保持不变的体系中呈单阶段演化。实际上，能够满足这个先决条件的，只有少数几个整合矿床即年龄在1000-2000Ma间的岛弧环境中的火山-沉积岩中的整合块状硫化物矿床才适用(这个模式就是根据这些矿床建立起来的)。

1.2 多阶段模式年龄

异常铅是指非单阶段的普通铅。即在一个以上U-Th-Pb体系中进行演化的普通铅，所以又称多阶段铅。大多数地质样品中的铅，特别是后成脉状矿床中的铅通常是异常铅。它具有明显的特点：①同位素组成是可变的，在一个矿床内部、同一矿体的不同部位、甚至一个大的方铅矿晶体中变化较大；②与正常铅相比，多数情况下富含放射成因铅，尤其是富含 ^{206}Pb 和 ^{208}Pb ；③用单阶段模式计算出的年龄与真实年龄不符，经常是显著偏低，甚至为零或负值，但也有偏高的；④相同来源和相同演化历史的铅样品，其同位素组成在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上具线性关系，这些直线称为异常铅线，往往具有等时线意义。

对异常铅的形成方式主要有两种解释：一是混合沿模式；另一是两阶段或多阶段铅增长模式，铅的演化经历了2个或2个以上的不同 μ 值源区。

对于由两种正常铅的不完全混合所产生的异常铅，在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上均表现为线性排列，但直线的斜率与年龄无关。混合铅线在单阶段增长曲线上交于 t_1 和 t_2 两点，分别代表了两种正常铅的形成年龄。如果异常铅是由较新的正常铅与古老的正常铅混合，那么 t_2 也就是异常铅的矿化年龄。否则，矿化年龄晚于 t_2 。确切数值无法知道。这类异常铅的存在与否实际上取决于正常铅假设的可靠性。

一种正常铅中混入了不同数量放射成因铅的情况是比较普遍的。如图1所示， t_1 是产生放射成因铅的源岩年龄， t_2 是铅析出后很快加入到均一正常铅中的时间，即矿化年龄。

在无法获得正常铅样品的情况下，可通过解出异常铅线与单阶段增长曲线的交点来计算 t 。求出后，可进一步获得正常铅源区的U/Pb、Th/Pb值和Th/U比值。某些情况下，在常规铅同位素组成图解上，这两类矿化的铅同位素组成数据点往往构成异常铅等时线。如果其中含放射成因铅数量最低者满足P点铅的条件，则该种铅的模式年龄为 t_1 ，于是含异常铅矿床的矿化年龄(t_2)便可计算获得。因此，在一个矿区或矿带范围内，只要获得了P点铅(韩发等，2004)的资料，就可以利用异常铅等时线求出含异常铅矿床的矿化年龄。

二阶段铅模式年龄的产生是由于发现地幔源区Pb同位素以不变的 μ 值呈单阶段演化的假设不符合实际情况。事实上，地幔源区自38亿年后是以高出原始地幔的 μ 值进行演化。因此，Stacey(1975)提出38亿年左右地幔中发生了一次瞬时间分异作用，进而建立了两阶段模式年龄计算方法，第二阶段等时线与第一阶段增长曲线的交点坐标与原始铅坐标点的连线为第一阶段等时线，该直线的斜率为

$$m=1/137.88[(e^{\lambda_2 t_1}-e^{\lambda_2 t_2})/(e^{\lambda_1 t_1}-e^{\lambda_1 t_2})] \quad (2)$$

此时已知铅同位素演化第二阶段起始年龄 t_1 ，根据直线斜率可以计算出矿体矿化年龄 t_2 。

Cumming与Richards(1975)则认为方铅矿源区自38亿年以来的 μ 值为线性增长模式，从而建立铅同位素组成公式为：

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0+\int_t^{t_0} U(t)\lambda e^{\lambda t} dt \quad (3)$$

后来人们有建立了3阶段以及多阶段模式。无论是单阶段、两阶段还是多阶段模式，都首先符合铅同位素模式年龄的假

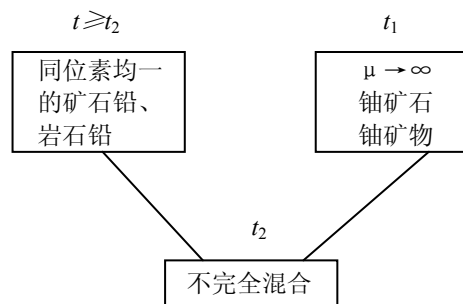


图1. 含放射成因铅的混合模式

设条件,脱离开这些条件和限制得出的模式年龄不能准确的反映铅同位素地质演化历史。因此在计算模式年龄的时候首先应该认真分析矿床的具体形成条件和物质来源,具体做到有的放矢。

2 铅同位素地球化学示踪

放射性同位素除了用来计时外,另一个重要应用就是进行示踪研究。在自然界中三种铅同位素几乎不发生分馏作用,其组成的变化主要是由于放射性铀、钍衰变反应所引起,与任何物理、化学条件的变化无关;另一方面,通过岩浆演化及分异作用、热液和变质作用以及地表低温风化过程,均可改变铀/铅和钍/铅比值,因此,岩石和矿物中的铅同位素组成及其变化能够反映出其各自的地质演化历史。铅同位素示踪就是采用铅同位素作为示踪剂,根据区域内有关岩石、矿物的铅同位素组成和它们之间的关系来判断物质来源(陆块内岩石来源、成矿物质来源等),研究块体性质、块体边界和地体发展变化,揭示层圈之间的物质交换和化学环境,探讨矿床成因和矿体区域分布(何琼等, 1998)。

随着矿床地球化学研究的不断深入,一个矿床的矿质来源已不能简单地说是来自地球的某个圈层,需要把矿质来源定位到矿区某个具体的岩体或层位,这样才具有实际意义(张乾等,2000)。对于矿石铅同位素示踪成矿物质来源的诸多方法中,单阶段模式年龄、特征参数示踪已逐步淘汰,铅构造模式示踪过于笼统, $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 图解示踪法、全方位对比是矿石铅示踪成矿物质来源的首选方法(吴开兴等,2002)。

2.1 铅构造模式

铅同位素研究中使用最多的是Zartman等(1981)的铅构造模式图,用该模式可以判断出矿床铅同位素来自地球的哪一圈层(上地壳、下地壳、地幔或混合铅)。在使用铅构造模式示踪时,投影点落在造山带增长线上方的矿石铅必然包含上地壳成分;而投影点位于造山带增长线下方的矿石铅则必定源于地幔或下地壳;投影点位于造山带增长线附近,表明各储库混合源(Stacey et al.)。如果一个矿床的铅同位素投影点总的来说位于造山带增长线附近,且显示一倾斜趋势(延长线与各增长线相交),该趋势线被认为反映有关的造山模式,与各储库增长线的交点所代表的时间,为各储库对矿源铅演化起主要作用的时间(Puig, 1988; Townley et al., 2001)然而, Zartman在建立铅构造模式所依赖的同位素数据,没有一件来自中国大陆,当我们应用这个模式讨论中国大陆地质问题的时候,常常会碰到一些矛盾,有时按模式做出的推论与地质研究结论相悖。最近,李龙等(2001)根据中国大陆中、新生代花岗岩长石铅同位素数据库,沿用“铅构造模型”的基本思想并作部分改进,建立了中国大陆地壳铅同位素的动力学演化模型,虽然其同位素数据相对较少,有待于进一步完善。但它对我国矿床铅同位素研究提供了依据。

2.2 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 图解示踪

朱炳泉等(1998)广泛搜集了世界各地,包括我国境内不同时代的铅同位素资料,研究发现最能反映源区变化的是 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化,而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 只对成矿时代有灵敏的反映。为了突出 Th、Pb 的变化以及 Th、Pb 与 U、Pb 同位素组成的相互关系将同位素表示成与同时代地幔的相对偏差:

$$\Delta\beta=[(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{CP}}/(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{MP}}-1]\times 1000 \quad (4)$$

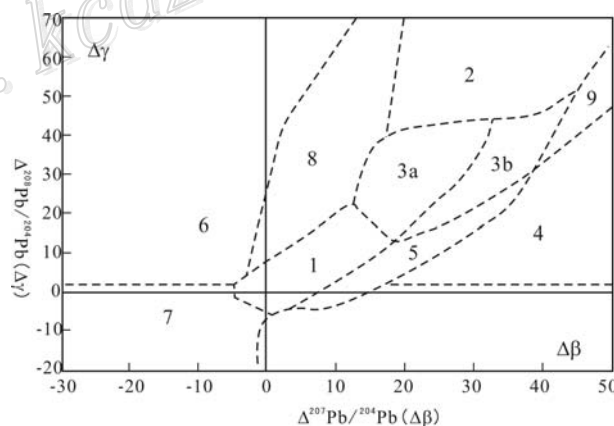
$$\Delta\gamma=[(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{CP}}/(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{MP}}-1]\times 1000 \quad (5)$$

式中脚标 CP 表示普通铅, MP 表示地幔铅, 确定某一时间的 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{MP}}$ 与 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{MP}}$ 值, 采用地幔现在值 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{MP}}=17.51$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{MP}}=15.43$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{MP}}=37.63$, $\mu=7.9$, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}=31.92$ 。

根据不同类型岩石铅的资料和已知成因的矿石资料绘制 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$, 并且在 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 图上划分出 11 个小区(图 2)(朱炳泉, 1998)。笔者在应用这个 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 图时, 可以根据被测样品在图上的位置来判断它们的构造环境和来源。应用这种图解实际上是将待研究数据与已知资料进行对比, 做出合理推论, 由于 U、Th 地球化学性质存在差异, 所以这个 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 对构造环境与成因示踪研究非常有用。

2.3 铅同位素全方位对比

在利用铅同位素组成研究铅源时,另一种较有效的方法是铅同位素全方位对比法。所谓铅同位素全方位对比法就是全面测定研究区内所有地质体包括矿石、岩浆岩、地层和基底等的铅同位素组成,进行全方位的对比来研究矿床铅来源(张乾等, 2000)。通常把矿石及各种岩石铅投影在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上观察分析各自的分布特征及相关关系。如果矿石铅与某种岩石中的铅同位素组成相似,而与区内其他岩石的铅同位素组成相差较大,则矿石可能与这种岩石同源或矿质来自这种岩石。如果所研究的矿石铅与可能矿源岩的铅同位素组成在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

图2 矿石铅同位素的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解

1—地幔源铅; 2—上地壳源铅; 3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅 (3a. 岩浆作用; 3b. 沉积作用) 4—化学沉积作用型铅; 5—海底热水作用铅; 6—中深变质作用铅; 7—深变质下地壳铅; 8—造山带铅; 9—古老页岩上地壳铅; 10—退变质

图或 ^{206}Pb - ^{207}Pb - ^{208}Pb 三角图上形成线性排列,表示它们之间具有同源关系(沈渭洲,1997)。如果只有一种可能源岩的铅与矿石铅共线,表明矿石铅具有单一来源。

3 铅同位素在找矿评价中的应用

近年来,铅同位素的研究已从模式年龄定年、探讨成矿物质来源,开始走向指导寻找Pb-Zn矿等多金属矿床,帮助确定矿床规模,预测找矿方向。常用方法是:①对比Pb同位素组成特征、变化规律和年龄;②作三角图或频率图、判断同位素组成与矿化时间、空间、成矿规模之间变化的相关性;③通过Pb同位素比值变化等值线图、梯度变化图了解物质来源,推测隐伏矿体和成矿规模,例如密西西比河谷型Pb-Zn矿的铅同位素, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为1.38~1.12是寻找该类型矿床最有利标志(Cannon R.S., 1970)。B.L.Gulson博士基于不同矿化作用(包括风化带中铅的表生浓集)有不同的同位素特征或同位素标志,铅同位素在次生环境下其特征(或标志)并不改变的原理,利用铅同位素建立了一种找矿方法(蒋少涌,1988)。

中国学者将铅同位素研究更推进了一步,崔学军等(2005)将铅同位素研究用于化探和找矿评价,并且在进行化探找矿,隐伏矿的预测评价上也取得了良好的效果(常向阳等,2000)。朱炳泉(2006)根据隐伏矿深度和规模与铅同位素的关系,发展和改进了确定隐伏矿三维形态定位方法,通过一系列的同位素化探剖面确定甘肃寒山-鹰咀山金矿矿体不同部位的最大隐伏深度和隐伏系数,进一步确定隐伏矿的形态的预测总储量(>130 t金属量),指出进一步勘探的潜力区。

参 考 文 献

- 常向阳,朱炳泉,邹日. 2000. 铅同位素系统剖面化探与隐伏矿床预测评价:以金平龙脖河铜矿为例. 中国科学(D), (1): 33~39.
- 崔学军,朱炳泉. 2005. 铅同位素找矿方法研究现状与进展综述. 甘肃地质学报, 14(2): 11~17.
- 韩发,孟祥金. 2004. P点铅及其应用意义. 矿床地质, 23(1): 77~81.
- 何琼,李向阳. 1998. 铅同位素地球化学示踪进展. 大自然探索, 17(3): 74~76.
- 蒋少涌. 1988. 一种铅同位素地质找矿的新方法. 地质科技情报, 7(3): 103~107.
- 李龙,郑永飞,周建波. 2001. 中国大陆地壳铅同位素演化的动力学模型. 岩石学报, 17(1): 61~68.
- 沈渭洲. 1997. 同位素地质学教程. 北京: 原子能出版社. 211~245.
- 吴开兴,胡瑞忠,毕献武,彭建堂,唐群力. 2002. 矿石铅同位素示踪成矿物质来源综述. 地质地球化学, 30(3): 73~81.
- 张乾,潘家永,邵树勋. 2000. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释. 地球化学, 29(3): 231~238.
- 朱炳泉,等. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用—兼论中国大陆壳幔演化. 北京: 科学出版社. 216~235.
- 朱炳泉,崔学军. 2006. 隐伏矿深度与规模预测铅同位素方法新进展. 矿床地质, 25(增).
- Cannon R.S. 1970. Suggested uses of lead isotopes in exploration, *Geochemical Exploration Preceedings*, 4.
- Cumming G L and Richards J R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 155~171.
- Puig A. 1988. Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes. *Economic geology*, 83: 843~858.
- Stacey J S and Hedlund D C. 1983. Lead-isotope compositions of diverse igneous rocks and ore deposits from southwestern NewMexico and their implications for early Proterozoic crustal evolution in the western United States. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 43~57.
- Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two- stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207~221.
- Talsumoto M, Knight R J and Allegre C J, 1973. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *SCI*, 180: 1279~1283.
- Townley B K and Godwin C I. 2001. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysén Region, southern Chile. *Mineralium Deposita*, 36: 45~57.
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-The model. *Tectonophysics*. 75: 135~162.