

## 铅同位素地质研究现状及展望

张 理 刚

(地矿部宜昌地质矿产研究所·宜昌市)



同位素地质

铅广泛分布于地球中。它不仅可作为U和Th的放射性子体出现在某些含U和Th的矿物中,而且可形成不含U和Th的独立矿物。因此,Pb同位素组成广泛的变化范围,可从非常古老含Th、U矿物中的高放射成因铅到不含U、Th的方铅矿及其他具低U/Pb和Th/Pb比值矿物(如其他硫化物、长石等)中的普通铅。方铅矿和伴生的其他硫化物以及长石的普通铅同位素研究,使我们能够研究矿石金属以及岩石的成因等问题。本文讨论的内容就是有关普通铅地质研究现状及发展趋势。

地球上,各种各样的岩石,包括地幔物质,地壳岩石及矿石等,它们所含的铅同位素组成,包含着构造—化学环境普通铅的信息,这是由于每种构造化学环境具有不同的U/Pb和Th/Pb比值,而这些不同的比值严重地影响着Pb同位素演化。其次,通过岩浆演化及分异作用、热液和变质作用过程以及地表低温风化过程,均可改变U/Pb和Th/Pb比值。少数特殊样品的Pb同位素组成可以被U和Th的衰变以及不同Pb同位素组成的Pb发生混合而改变。因此,结论是,岩石和矿物中Pb同位素组成显示出极复杂的变化模式,这就反映了它们各自的特殊地质历史。铅同位素地质学的目标就是解释这些模式,并揭露这些含普通铅的矿石和岩石的地质历史。但这绝对不是一个简单而容易的事情。下面从历史的回顾谈起,探索铅同位素地质应用、国内外现状及发展趋势。

### 历史的简单回顾

#### 1. 关于普通铅单阶段铅演化模式及模式年龄

#### 问题

普通铅存在于U/Pb和Th/Pb比值非常低的矿物中,这种矿物中的Pb同位素组成随时间没有明显地改变,主要的普通铅矿物是方铅矿以及其他金属硫化物和长石,后者Pb<sup>2+</sup>代替了部分K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>位置,因而也含有普通Pb。普通铅同位素组成的测定由Aston(1927)首次完成。1938年,Nier首次报道了不同来源方铅矿Pb同位素组成的系统变化。随后,Nier等人(1941)报道了从不同矿床中采集到方铅矿的同位素分析结果,表明铅同位素组成有明显变化,并提出,这些变化是由放射成因Pb与方铅矿沉积以前的“原始”Pb混合所致。这是一个非常有远见的结论。它打开了普通铅同位素组成定量处理的方法,并由此产生了计算地球年龄的新方法。Nier的这一认识引起了后人的极大兴趣,并据此先后建立了一系列Pb同位素演化的定量模式,以此研究并测定地球、陨石和普通Pb矿的年龄。Gerling(1942)首次用这种方法计算了地球的年龄为3940Ma。稍后几年,Holmes(1946)和Houtermans(1946)分别提出了地球上Pb演化的H—H模式。这个模式的一系列假定条件是:①原始地球是一种流体,并且是均匀的;②原始地球的U、Th和Pb是均匀分布的;③原始Pb同位素组成也是均匀的;④随后,地球变化刚性,并发生小范围U/Pb比值差异;⑤任何给定区域内U/Pb比值改变仅仅作为U变为Pb的放射衰变的结果;⑥在普通Pb矿物如方铅矿的形成时间,Pb从U和Th以及它们的同位素体系中分离出来,并在以后时间内保持稳定不变。根据这些假设条件,拟出3个经典的单阶段历史的铅演化方程式,即:

$$({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{204\text{Pb}}$$

$$(e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_2 T})$$

$$({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + U/137.38(e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_1 T})$$

$$({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + {}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_3 T} - e^{\lambda_1 T})$$

上述3个方程式的提出,导致普通铅演化基本理论研究之复杂而又曲折的历史。

H—H单阶段模式的提出,推动了普通铅的研究。但是,随着普通铅资料的积累,用单阶段普通铅来计算年龄遇到了一系列严重的挑战。以后,尽管对单阶段模式有关参数进行了调整,包括人们常使用的Doe(1974)的 $\phi$ 值年龄计算在内,在绝大多数情况下,均得不到满意的结果;或者说,按Kanasewich(1968)统计地球上仅有10个已知矿床,而经Doe(1974)补充后也仅有13个矿床真正符合“单阶段”演化。由此可见,用单阶段计算模式年龄是在非常严格条件下才适用的。也就是说,仅仅适用于岛弧环境条件火山—沉积岩系中的整合块状硫化物矿床。

## 2. 关于普通铅两阶段演化模式及模式年龄问题

大量矿床单阶段Pb模式年龄数据与它们地质和放射性同位素年龄的不一致性,需要有一个更精确的Pb演化模式。Stacey和Kramers(1975)提出了地球铅两阶段演化模式。在这个模式中,地球现代铅资料是根据海洋中沉积物和火山岩的平均铅同位素组成,以古老花岗岩类岩石的Pb—Pb等时线等资料推导出来的,并结合13个岛弧环境中的整合块状硫化物矿床Pb同位素比值最终建立了一个普通铅两阶段模式。第一阶段从地球形成4570Ma到3700Ma;从3700Ma至今为第二阶段。这一模式比单阶段模式要进一步。但是,它们的“命运”是一样的,尤其在我国的,不管研究对象是什么,包括各种类型各种成因的矿床硫化物、各种岩石全岩铅、长石铅等,均应用这一模式计算地质生成年龄,因而也就往往不尽人意,或者人为地想象,或本末倒置提出种种假说和猜测,说这一“年龄”代表来源年龄、代表“下限”年龄、代表后期“改造”年龄、代表一次“热事件”年龄、代表……,这种随意地解释,显然是不符合两阶段模式或单阶段模式的基础原理的。也就是说,不管对那种模式,凡用它们来计算模式年龄,应严格地限制在岛弧环境中整合块状硫化物矿床类型的矿石铅,显然,因为两阶段模式

中Pb演化参数是建立在这种类型矿床基础上的,怎么能随意把各种矿石铅、长石铅、全岩铅同位素比值都用此模式来计算模式年龄呢?事实上,H—H模式中6个前提条件中前4个是不能成立的!1960年,Russell和Farquhar提出地壳中铅最初来自普通铅足够均匀的地幔物质,但是Richards(1971)报道了地幔来源的年轻火山岩Pb同位素组成不均一性,证明这种假说是不能成立的。朱炳泉(1986、1989、1990)、陈道公(1985、1989)、张理刚(1989、1991)均已报道过我国新生代玄武岩铅同位素组成有极大变化,具最低放射成因Pb的五大连池富钾玄武岩, ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 和 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 比值分别可高达18.5和15.2左右。而最高放射成因的雷琼和三水盆地内的分别可高达18.6和15.6左右,赣南地区的可高达13.6和15.8左右(图1)。这就表明,

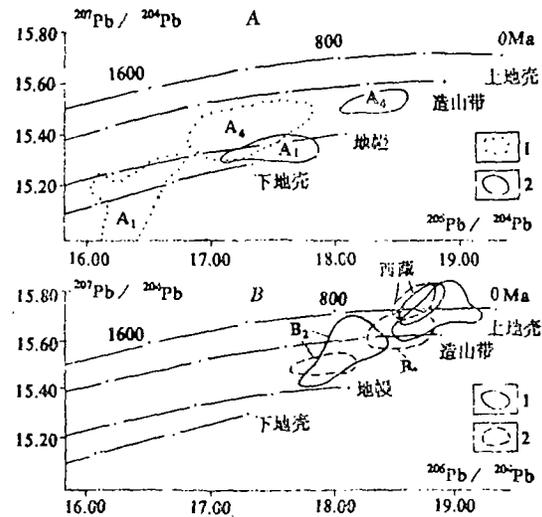


图1  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ — ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ 坐标图中标出了长石铅(1)和玄武岩铅(2)比较范围,图中采用了Zartman和Doe(1981)铅构造模式演化线(下同)

(据张理刚,1991)

A—为燕辽地区(A)和胶东地区(A<sub>2</sub>); B—中下扬子地区(B<sub>2</sub>)、南岭地区(B<sub>3</sub>)和西藏地区

地幔铅是极不均匀的,那么无论怎样,由地幔演变形成的地壳物质,虽经剥蚀、搬运和沉积以及消亡带熔融作用而趋向均一,但是,物质的不均一性是绝对的!因此,不管是单阶段模式或两阶段模式都是缺乏实际依据的。因而,应用中也就遇到一系

列问题。

### 3. 区域普通铅演化模式问题

自普通铅两阶段模式提出后,对铅演化模式研究始终没有停止过。Cumming和Richards(1975)提出了贮藏体U/Pb和Th/Pb随时间连续增长的Pb演化模式,以后Gancarz和Wasserburg(1977)、Vollmer(1977)、Manhes等人(1979)、Tera(1981)和Albarede等人(1984)进一步尝试用U/Pb和Th/Pb随时间分阶段或连续改变的新模式。上述这些模式,基本设想是建立全球性的铅演化模式,以此计算模式年龄。然而,所有这些全球普通铅演化模式,它们适用范围都是非常狭窄的,正如Doe和Zartman(1979)所指出,任何企图用模式年龄计算了解地质生成年龄,均是以失败而告终。实际上,Doe否定了他本人在70年代初提出的单阶段模式年龄计算,而《同位素地质学原理》一书作者Faure在1986年也已明确指出,岩石和矿床Pb同位素组成显示出极其复杂的变化模式,而且试图建立一个模式去解释岩石和矿床的地质历史,决不是很容易的事情。综观40年普通铅演化模式研究历史,科学家总是企图建立一个简单的全球铅演化模式,但由于地幔的不均匀性,总是会遇到一系列难以跨越的障碍。为此,许多科学家开始放弃建立全球普通铅演化模式,代之以建立区域普通铅演化模式,例如,Godwin等人(1982、1984、1986)先后在加拿大北部科迪勒拉地区不同时代碳酸盐地层中Pb—Zn矿,页岩中Pb—Zn矿和银矿测定铅同位素组成,建立了区域性Pb同位素演化模式。这种带有强烈

针对性的区域铅演化模式,对该区域的铅同位素地质问题研究来说,要比全球Pb演化模式更要接近实际一点,更有用一点。

### 4. 关于全球铅构造模式问题

试图建立全球性普通铅单阶段演化模式来揭示复杂的地质演化历史,必然要遇到一系列麻烦和无法克服的困难。在近40年资料积累的基础上,Doe和Zartman(1979)明确指出,除了久已认识的与岩层年龄有关的岩石和矿物的初始铅同位素成分变化外,还存在与岩石或矿物形成的构造环境有关的初始铅同位素成分变化。这就是说,普通铅同位素成分变化,一方面与不同地质时代(火山)沉积岩层初始Pb同位素成分变化有关,而且也与它们的构造—化学环境有关。上地壳极强地富集U、Th,所以上地壳物质中富集放射成因Pb。下地壳通常由片麻岩和U、Th剧烈亏损的高变质麻粒岩组成,也就缺乏放射成因铅。上地幔的U/Pb和Th/Pb正好介于上述两者之间,而造山运动是地壳形成—消失—形成的过程,因而造山带岩石的U/Pb和Th/Pb比值,原则上也介于上述三者之间,但由于下地壳岩石分布不广,因而实际上介于上地壳与上地幔之间。表1列出了Zartman和Doe(1981)经修改后的铅构造模式作图参数。尽管Zartman和Doe(1979、1981、1984)反复修改其全球铅构造模式参数,而且可以肯定,这一模式对于解释地球Pb同位素演化一般问题,尤其是判断构造—化学环境,无疑起到重大推动作用。但是,由于地幔的不均匀性,必然导致演化产生的地壳也是不均一的。因此,用全球

铅构造模式贮体生长曲线铅同位素组成

表1

t(Ma)	地 幔			造 山 带			上 地 壳			下 地 壳		
	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$									
4.0	10.32	12.12	30.56	10.32	12.12	30.56	10.32	12.12	30.56	10.32	12.12	30.56
3.6	11.36	13.25	31.40	11.38	13.26	31.41	11.54	13.44	31.48	10.91	12.76	31.32
3.2	12.32	14.00	32.22	12.36	14.03	32.24	12.62	14.25	32.38	11.81	13.55	32.16
2.8	13.21	14.50	32.99	13.31	14.56	33.07	13.65	14.78	33.30	12.67	14.12	33.02
2.4	14.03	14.83	33.72	14.29	14.96	33.96	14.63	15.13	34.19	13.46	14.51	33.86
2.0	14.80	15.05	34.42	15.17	15.20	34.78	15.59	15.37	35.09	14.21	14.78	34.69
1.6	15.53	15.21	35.11	15.98	15.36	35.58	16.46	15.52	35.94	14.93	14.98	35.51
1.2	16.21	15.32	35.79	16.86	15.49	36.49	17.27	15.60	36.76	15.62	15.13	36.31
0.8	16.85	15.39	36.44	17.59	15.55	37.29	18.06	15.66	37.60	16.29	15.24	37.11
0.4	17.45	15.44	37.08	18.27	15.59	38.06	18.78	15.69	38.41	16.93	15.32	37.90
0.0	18.01	15.47	37.71	18.89	15.61	38.81	19.44	15.70	39.19	17.54	15.39	38.67

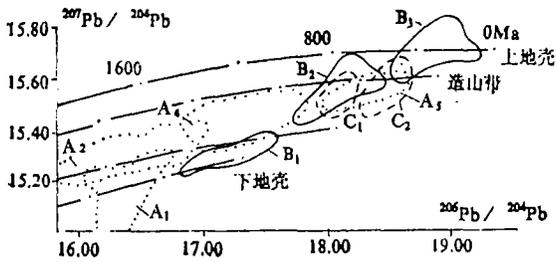


图2  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 坐标图  
圈出中国东部广泛地质环境中中生代花岗岩类岩石长石Pb同位素数据主要范围  
(据张理刚, 1991)

A<sub>1</sub>—燕山省 (12); A<sub>2</sub>—大别山省 (35); A<sub>3</sub>—华北省, 未圈出 (8); A<sub>4</sub>—秦岭—胶辽省 (45); A<sub>5</sub>—内蒙兴安岭省 (12); B<sub>1</sub>—太南省 (11); B<sub>2</sub>—扬子省 (36); B<sub>3</sub>—两岭省 (69); C<sub>1</sub>—华夏省 (22); C<sub>2</sub>—东南海岸省 (18); 括号内为长石样品数

铅构造模式估算“年龄”也必然遇到问题, 譬如, 南岭地区中生代花岗岩长石Pb同位素正好落在上地壳演化线上下, 而秦岭地区的落在造山带上下, 这与其他地质资料是完全吻合的。但是, 在这个模式图上(图2), 它们的“模式”年龄却分别为

400Ma和800Ma左右, 这显然是与地质年龄矛盾的。为此, 作者曾向Doz (1990年在堪培拉口头交谈, 提出: 这个全球铅构造模式并不适合于中国的, 他当即表示同意, 并说: 设计这个模式时并没有考虑中国的资料。可见, 建立区域铅构造模式也许更有实际意义(表2和图7)。

从上述铅演化理论研究历史简单回顾中看出, 人们总希望建立一个既简单而又适用于全球性的铅演化模式, 但结果总是不如人意。而最终可能是建立区域性的铅构造演化模式更有意义。

### 5. 关于正常铅和异常铅问题

严格地适宜单阶段铅演化模式的矿床矿石或岩石铅是极其稀少的。Kanasewich(1968)确定仅仅只有10个矿床和矿石铅沿单阶段生长演化曲线分布, 并称为正常铅。Stanlon和Russell(1959)确认这10个矿床是火山岛弧区海底火山—沉积岩系中整个块状硫化物矿床, 它们来自下地壳和地幔分出的铅, 而没有地壳放射成因铅污染。然而, 地球上几乎所有矿床所含的铅, 用单阶段模式计算模式年龄, 与地质真实年龄之间, 均存在着偏差, 因此, 称为异常铅, 即所谓J型Pb、B型Pb、U型Pb等等, 均属于异常铅。因此也可以作如下推断, 即地壳中的矿石或岩石, 几乎均属于异常铅。由于几乎没有单阶段演化的普通铅, 因此, 异常铅即为多阶段演化的

华南系列区域铅构造同位素两阶段模式开始和结束条件

表2

演化阶段及环境条件	$\mu$	$\omega$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
第一阶段 (45.7Ga→32Ga)	7.80	32.20	12.342	14.070	32.135
第二阶段 混合地壳 (32Ga→0)	8.883	35.637	18.052	15.511	38.249
上地壳	9.880	39.310	18.692	15.674	38.879
下地壳	7.668	30.733	17.271	15.314	37.407

取 $a_0 = 9.307$ ;  $b_0 = 10.294$ ;  $c_0 = 29.489$ ;  $T_0 = 45.7\text{Ga}$ ;  $\lambda = 0.155125$ ;  $\lambda' = 0.98485$ ;  $\lambda'' = 0.049479$ 。

铅, Russell和Farquhar(1960)和Kanasewich(1968)等人对具线性排列的异常铅资料首次提出了异常铅数学处理方法。这就是大家所熟知的异常铅两阶段及多阶段演化模式。在异常铅两阶段模式中, 计算公式为:

$$R_{(\text{斜率})} = \frac{1}{137.88} (e^{\lambda_2 t} - e^{\lambda_1 t}) / (e^{\lambda_1 t} - e^{\lambda_2 t})$$

tr为具放射成因Pb积累的来源岩石或岩石年龄, t为生成岩石或矿床成矿年龄。这一数学模式仅仅对具有叠加到单阶段演化铅的放射成因Pb才具有重大意义, 而对两种不同同位素组成的普通铅的混合是不适用的。然而, 正如Faur(1986)所指出的, 我们虽然已经通过异常铅线处理懂得了一些有关异常铅地质历史信息, 但是, 有关异常铅方面更多的问题, 尚待深入研究。

# 铅同位素地质国内研究 现状及存在问题

自70年代开始,我国开展铅同位素地质学研究,至今已近20年。我国的铅同位素地质,尤其是铅同位素测试数据愈来愈多,发表的论文数量也很多。尽管在这些论文中,有的能跟上国际发展趋势,并开展示踪、对比及模拟和多元体系研究,取得可喜成果,但这只是少数,而多数论文实际上停留在国外60年代和70年代初数据解释水平上。这是由于我国70年代末引进国外过时资料或模式时缺乏批判性地介绍,而造成直到目前为止,许多人获得铅同位素数据后就计算模式年龄和源区特征值等,并随意地解释模式年龄数据。可见,人们并没有真正了解各种模式建立的基础是什么?它的研究对象或适用范围是什么?而造成目前普通铅应用中的混乱。事实上,早在70年代末,包括自己提出并对单阶段模式不断修正的Doc(1979)本人在内,就否定了自己的模式,明确指出:人们企图用计算模式年龄来解决地质真实年龄,都是以失败而告终。

纵观我国当前文献资料中有关普通铅地质应用方面的问题,按作者的看法,主要包括:

(1) 多数论文作者,对矿石铅和岩石(长石)Pb同位素资料,通常用来计算模式年龄,殊不知模式年龄计算的“对象”是严格地被限制在岛弧火山环境中火山—沉积岩系中整合块状硫化物矿床,因为许多模式参数就是建立在这一基础上的。

(2) 对Pb同位素数据计算模式年龄后,不少论文作者对该年龄数据作随意的、猜测性地推断,提出代表“热事件年龄”、“变质年龄”、“来源年龄”等等是不够严密的,缺乏科学依据的。

(3) 不少论文中一再重复变化小,零等时线左侧的为正常铅,反之为异常铅等等模糊的和无用的一般化概念。

(4) 许多研究者对铅同位素测定误差了解并不多,有的甚至把70年代及80年代初我国测定的铅同位素与80年代末测定的混在一起使用,这显然是不妥的。因为前者分析误差在1%左右,而近代分析误差在0.1~0.2%左右。即使是近代分析获得的数据,如果分析技术不高,也还可能带来0.5%以上的分析误差。分析误差大的数据往往出现 $\mu$ 值大幅度变化,且在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上出现

陡的直线,即假等时线。

(5) 直到目前为止,铅同位素演化之谜仍然困扰着人们。也就是说,铅同位素在宇宙乃至太阳、地壳中究竟如何演化?上地幔的Pb同位素严重不均匀性,是原始的,还是后生的等一系列问题,人们还是不清楚的。为此,国内外许多Pb同位素地质学家还在不断深入研究中。对于这些,国内许多论文作者尚不清楚,而一味测试Pb同位素数据,进而作所谓解释。那么,目前国际上铅同位素地质研究动态是什么呢?目前情况下,究竟如何应用铅同位素数据呢?

## 铅同位素地质研究及应用动态

1990年9月在澳大利亚召开的第七届国际同位素地质大会上,宣读和张贴的论文达450余篇,其中将近六分之一的文章涉及铅同位素资料方面的研究和应用;澳大利亚CSIRO矿物资源实验室同位素研究中心1988~1990年研究报告集40多篇论文中,20多篇为铅同位素资料方面的研究和应用;还有许多分散于欧美许多国际性刊物上的论文,从中我们可以很清楚地发现,目前国际上铅同位素数据的应用和解释中,进行模式年龄计算方面的论文几乎没有!目前Pb同位素的研究方向及动态可归纳如下:

### 1. Pb(Sr-Nd-O)同位素体系综合对比研究

这是当前国际上流行的研究方法,采用Pb—Sr—Nd—O等元素在二维和多维空间作图计算,由于单元体系提供信息往往具有多解性,而二元、三元体系所提供的信息比较确实。这一方法,通常用二维作图方法,如Pb—Sr、Pb—Nd、Sr—Nd、Sr—O等,以及Pb同位素 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 中两两组合,作二变量同位素图,该法优点是每个变量轴地球化学含义明确。这一方法对研究大洋玄武岩、大陆地幔物质以及各类岩浆岩的物质来源及其化学环境、地幔—地壳物质不均匀性问题,有重大作用。在这方面,我国学者朱炳泉

(1989、1990)、李曙光(1989)等均进行了有益的研究,并取得了许多有意义的研究成果。如我国东北低 $\mu$ 地幔的发现(刘北玲,1989)等,图1、2中不仅可以看出我国大陆地幔是极不均匀的,而且与地壳物质Pb同位素比值出现同步变化。这一微妙关系的发现将暗示出地幔与地壳之间同位素演化有着密切关

系。更深奥的问题发现即将展示在我们的面前。

一系列的对比研究，还可提供岩石成因方面的信息。譬如，碱性花岗岩究竟是什么成因？它的来源是什么？通过我们对我国东部10多个碱性花岗岩长石铅同位素研究资料发现，它们的同位素组成与所在区域其他中酸性岩石的完全一致，这就有力地证明它们之间有着相同的来源，只与基底岩石成分差异有关。

## 2. Pb同位素示踪研究

根据区域内有关岩石、矿物的铅同位素组成之间关系，用来判断物质来源之间关系。图3资料表示美国科罗拉多Idaho Springs/Central城以及Ward/Nederlands Quadrangls地区前寒武纪角闪片麻岩(XGNH)和黑云母片麻岩(XGNS)以及第三纪侵入体及其有关第三纪金矿化(金矿脉赋存于第三纪侵入体中)之间铅同位素组成关系坐标图,从图3

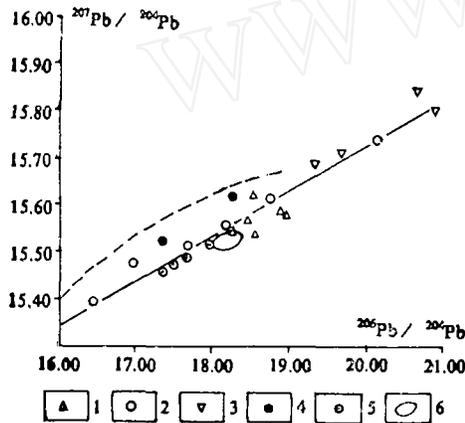


图3 美国科罗拉多州 Idaho Springs/Central城和Ward/Nederlands Quadrangles 地区前寒武纪角闪片麻岩(XGNH)、母片麻岩(XGNS)和第三纪侵入体黑云母片麻岩(XGNS)和第三纪侵入体黑云母片麻岩(XGNS)以及有关Ag-Au矿床Pb同位素组成关系坐标图

(据B.L.Gulson等人, 1990)

1—第三纪侵入体, 2—前寒武纪XGNH, 3—前寒武纪XGNS, 4—H.Stein前寒武纪XGNEI, 5—Ward地区前寒武纪矿石铅硫化物, 6—第三纪矿石铅硫化物, 虚线代表Cumming等人(1975)的铅演化线

中看出Idaho Springs/Central城的第三纪侵入体应该是两种前寒武纪片麻岩部分熔融后的混合, 而第三纪侵入体中含Au-Ag矿脉与第三纪侵入体有关。相反, Ward地区矿石铅同位素是可变的且较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 从17.31到17.50, 这就暗示出矿

化金属来自前寒武纪角闪石和微斜长石片麻岩。图4资料看出, 我国东坡柿竹园矿田夕卡岩矿体和泥盆纪地层中许多铅锌矿体与千里山花岗岩长石铅和侵入体中硫化物脉矿石铅同位素组成之间有明显区别。这就暗示出柿竹园夕卡岩之矿体及周围的“卫星”Pb-Zn矿床中Pb的来源与花岗岩中的是不同的。总之, 我们要对研究区内各种有关岩石、矿石铅同位素大量进行示踪, 就能正确地判断出它们各自的来源和相互关系, 而决不是仅仅根据某个矿床内部的Pb同位素组成作出来源判断, 更不能所谓模式年龄作出推断它的成矿年龄或来源岩石。张理刚在1985年《地质与勘探》杂志第9期上发表文章指出, 大气降水热液矿床中矿石铅同位素组成取决于被淋滤岩石(源岩)初始Pb同位素组成以及U/Th体系的变化。

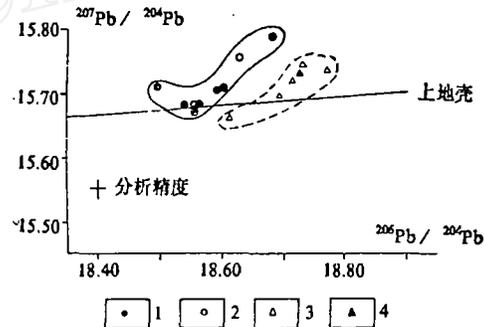


图4 湖南柿竹园矿田千里山花岗岩长石铅及其岩体中硫化物脉矿石铅与泥盆纪地层中“卫星”式Pb-Zn矿床矿石铅同位素组成比较

(据张理刚, 1989)

1—长石铅; 2—侵入体中硫化物脉; 3—“卫星”矿床中矿石铅; 4—接触带夕卡岩矿体中矿石铅

## 3. Pb同位素找矿研究

这是一个很早以前就开展研究的内容, 早在60年代至70年代初, 主要开展区域范围内Pb同位素等值线研究, 指导成矿活动中心或成矿途径, 有利用布置勘查工作。此外, 还有利用高异常的放射成因铅即U型Pb, 指示寻找U矿资源。在这方面均有不少成功的经验。最近, 冉崇英、陈好寿(1990)等在云南东川式铜矿中发现了U型Pb同位素异常, 黄铁矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值可达100以上, 这就有力地指示有U矿化存在的可能性。

近年, 国外在应用铅同位素找矿的主要原理是利用次生铅矿物以及铁帽物质的Pb同位素组成通

常保持并相似于原生硫化物的特征。它能提供隐伏矿床的信息，被用来进行找矿勘查。这一技术被称为“指纹”技术。利用这一技术，澳大利亚已开展找矿勘查工作，并已取得成功。“指纹”技术，实际上是Pb同位素对比和示踪研究技术用于找矿，提供“指纹”信息。图5中标出了澳大利亚新南威尔士LFB地区泥盆纪Bega岩基花岗岩侵入体长石和有关脉状、夕卡岩矿床铅同位素组成以及该区火山成因块状硫化物矿床Pb同位素“指纹域”。据此，凡是该区域铁帽中铅同位素组成落入“指纹域”，就有可能在它下面发现隐伏火山成因块状硫化物矿床。实际上，图4中“卫星”矿“指纹域”与岩浆来源的“指纹域”是不同的，我们可以建立不同区域内不同类型矿床的铅同位素“指纹域”。这样，就有利于开展铁帽勘查同位素地球化学研究。

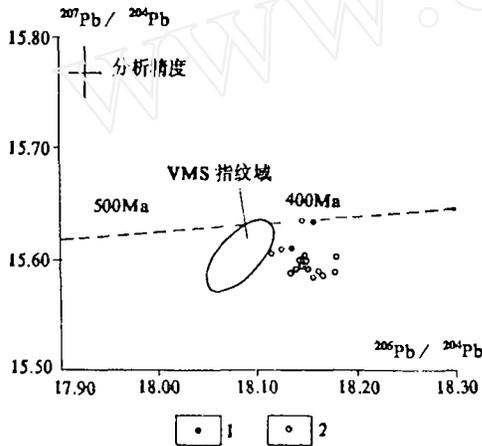


图5 澳大利亚新南威尔士LFB火山成因块状硫化物矿床(VMS)铅同位素“指纹域”(95%)置信度椭圆与区域内Bega岩基中与泥盆纪花岗岩侵入体(长石)及其伴生脉状、夕卡岩型矿化有关硫化物矿石铅同位素组成比较坐标图

(据G.R.Carr等人, 1990)

1—最小放射成因的长石, 2—脉型或夕卡岩型矿化; 虚线为Cumming等人(1975) Pb演化线

#### 4. 铅同位素构造地质学研究

早在70年代初, 美国学者Zartman (1974) 就根据第三纪侵入体的岩石铅同位素资料, 划分出美国西部有3个铅同位素省; 并指出, 铅同位素省之间岩石铅同位素组成差异取决于基底岩石的差异。自那以后, 国内外许多学者先后开展了O、Sr、Nd

同位素省(或带)等的划分, 并取得不少引人注目的成果。但是以往成果描述性较多, 缺乏应用铅同位素研究构造地质学问题, 包括地球形成、地幔物质不均匀性及其演化, 地壳形成、演化及发展, 板块及地质体发生、发展及消亡等一系列问题。近几年来, 国内外学者已着手构造同位素地质学新领域的研究, 包括同位素构造填图、构造同位素地质学等。图2和图6中标出了张理刚等(1989、1991年)划分的中国东部构造同位素地球化学省, 从这张图中看出“大别”与“胶南”原为一体, 它们的铅同位素组成完全一致, 均为16.5左右; 而胶东与淮阳相一致, 辽东与鲁西相一致……, 也就是说, 郯庐断裂带的左逆平移达500km以上。此外, 还提

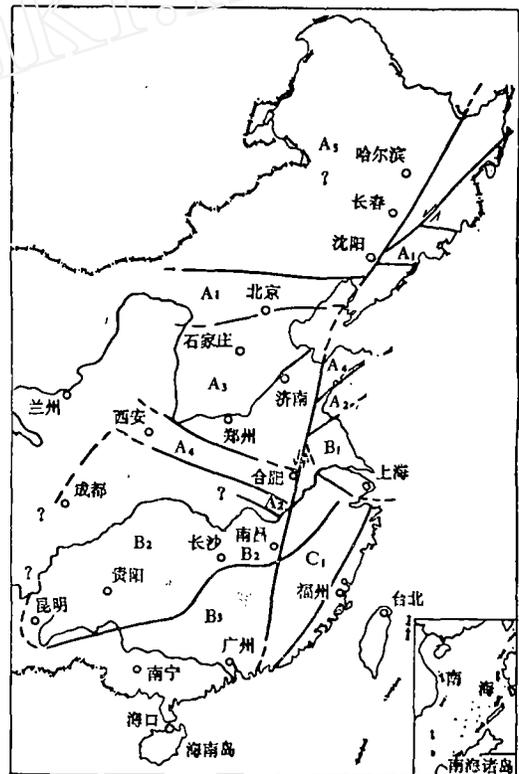


图6 中生代花岗岩类岩石和矿石的铅同位素 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等值线勾画出中国东部构造同位素地球化学省之间可能边界及成矿省或构造地块(图例与图2相同)

(据张理刚, 1991)

出了太湖地体是一个不隶属于扬子地体的新的构造单元等一系列新见解和新认识, 而且还初步建立了一个华南板块区域铅构造两阶段演化模式(图7和表2)。这表明Doe和Zartman等人的所谓全球铅

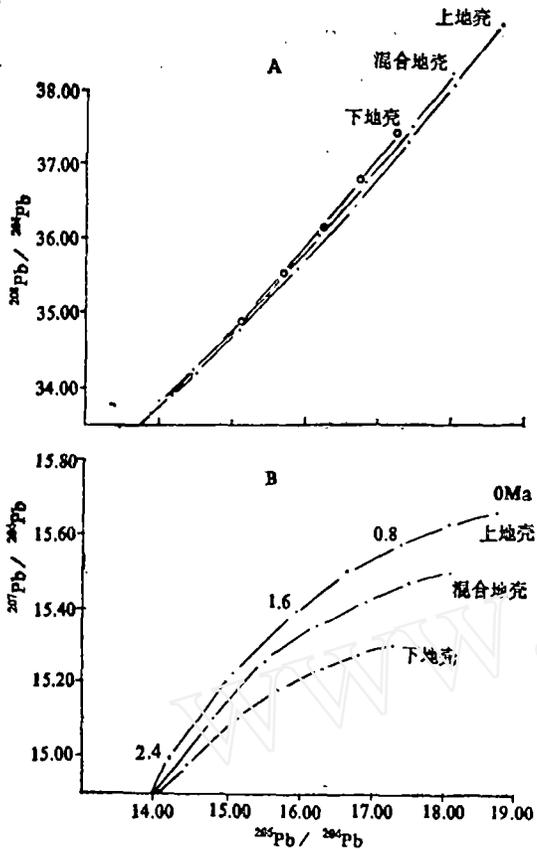


图 7 华南板块上地壳、下地壳和混合地壳演化区域铅构造两个阶段模式铅同位素生长曲线 (A, B)  
(据张理刚, 1991)

构造模式并不适宜于我国的实际情况。事实上，他们的模式并没有考虑我国的资料。这再一次表明，任何研究，尤其是地球科学研究，应该把发现新的信息，揭露新的自然规律作为地学科技工作者的主要目标，而绝对不能把对号入座、生搬硬套作

为科学研究的手段和目的。

### 5. 其他应用方面的问题

根据作者的认识，地球上，尤其是地壳中任何物质——岩石、矿石等，都是地幔物质经反复水/岩交换、风化、剥蚀、搬运、沉积—（成岩）变质（部分）融熔、分异、混合、侵位、喷发、固结—天外物质加入、地幔加入而形成的复杂地质体。因而，地壳物质中不存在单阶段铅演化问题，而都是经过多阶段演化的异常铅。但是，由于所处构造—化学环境的差异，地质作用过程的差异，因而普通铅即多阶段演化的非含U、Th矿物的岩石铅。矿石铅同位素组成，可呈复杂变化，有的具有变化大，而有的则在分析误差范围内完全相等。

对变化的来说，多数呈线性排列。一般情况下，可用来计算Pb—Pb年龄，即 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 年龄。这在许多情况下，其年龄值是可信的，如图8鄂西北地区碱性岩（据李石资料），6个样品在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上线性关系极好，计算所获斜率为0.051，其Pb—Pb年龄与Pb/Sr等时线年龄完全一致，均为250Ma左右，即早印支期侵入体。但是，对有一些具线性关系的异常铅，计算Pb—Pb年龄就毫无意义。相反，用两阶段异常铅演化方程计算 $t$ 或 $\tau$ 年龄就更有意义。但是，人们还没有掌握严格的科学准则来鉴别异常铅线的确实含义，而只能探索性地加以计算和解释。这方面还有大量工作要进行。

长石曾假定为不含U、Th的矿物，因此，长石铅同位素被认为是代表岩浆原始铅同位素组成。但是，长石中多少含有少量的U、Th，为此，蒋治喻（1989）曾针对张理刚（1988）的长石铅一文开展讨论，提出长石铅同位素测定中需要同时测定U和Th含量，进行校正，才能得到真正的原始铅同位素组

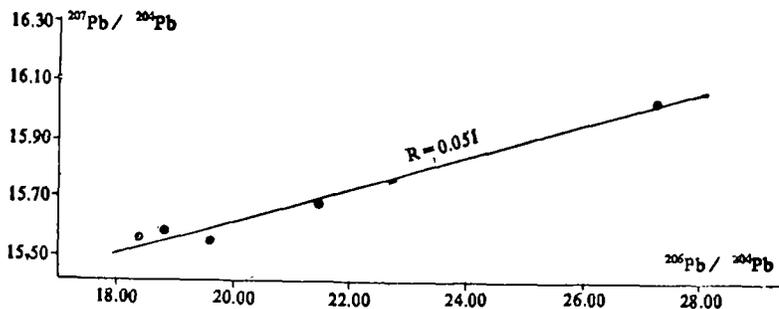


图 8 鄂西北地区碱性岩Pb—Pb全岩等时线年龄  
(铅同位素数据据李石, 本文作图计算)

成。这一基本出发点无疑是对的,尤其对专门研究更是如此。但是,据我们掌握的资料,许多的长石中U含量很少超过2~3ppm,尤其华北地区一般均低于1~2ppm,因此,对中、新生代岩浆岩来说,其校正数接近在实验误差范围内,尤其是 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值校正更小,而蒋的讨论文章(《地质评论》,V 35, No5)中所列举长石含U量可达7.8ppm以上,那一般是含U异常花岗岩(或含U花岗岩)中才能出现。因此,我们在一般性的研究中,可以不必考虑测定长石中含U、Pb量进行校正,以减少测试工作量,尤其是进行对比、示踪等研究,更可省略。

### 结 论

1. 地壳物质中不存在单阶段演化铅,它们均

为多阶段演化的普通铅;

2. 因此,采用对比、示踪研究更有价值,不仅能研究物质来源、构造—化学环境,还能指导找矿勘查工作;

3. 仅仅对岛弧火山环境中火山—沉积岩系中某些整合块状硫化物矿床的矿石铅,也许适宜于进行模式年龄计算;

4. 普通铅演化之谜仍未真正解决,而Pb—Pb年龄以及异常铅两阶段、三阶段年龄计算问题,尽管有一定价值,但还需深入研究;

5. 目前认识水平上,建立区域铅构造模式也许更有实际意义。

## Present Status and Aspects of Lead Isotope Geology

Zhang Ligang

(上接第10页)

所陈先沛等认为菱锰矿是热水沉积的典型矿物(《层控矿床地球化学》2卷),那么我国绝大多数碳酸锰矿床是否都为热水成因?值得深入探讨。

从热水沉积机理出发,得出以下几点认识,供找矿参考:

1. 沉积锰矿不仅围绕古大陆分布,完全可以出现在广海中。

2. 含锰建造既可以是滨海—浅海沉积物,也

可以是半深海—深海沉积物。

3. 海底热水沉积矿床主要受古构造—深大断裂、裂谷等控制,找矿时应将岩相古地理与古构造分析结合起来,沿构造线找矿。

4. 一些低磷优质锰矿和富锰矿,特别是原生氧化锰矿床,往往与海底火山—热水沉积矿床有关。

## A New Understanding on the Metallogenesis of Manganese, with Notes on China's Mn-deposits

Huang Shikun Lin Qi

The authors believe that the distribution of sedimentary Mn deposits are not restricted to around the old landmass only, but also in the present seas. Mn-bearing formations are littoral-shallow sea sediments, and may be bathyal-deep sea sediments as well. Submarine hydrothermal-sedimentary Mn-deposits are controlled mainly by palaeostructures (deep fracture and fault trough).