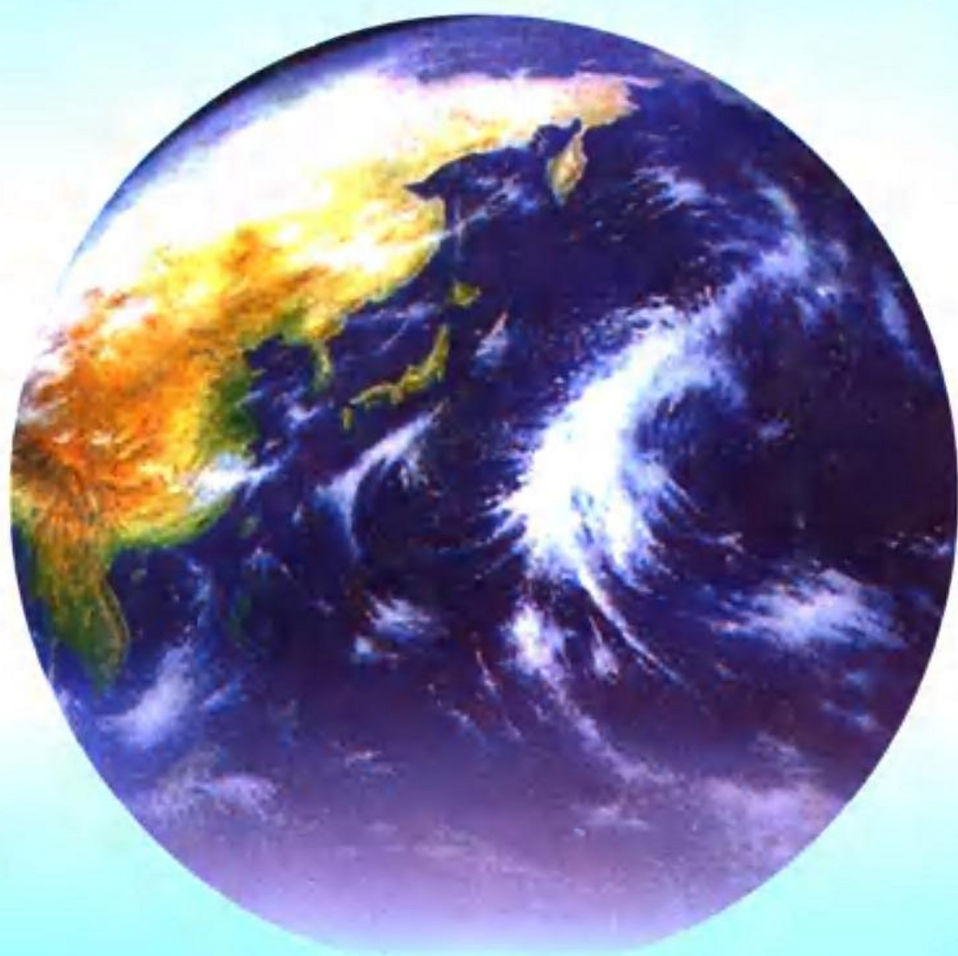


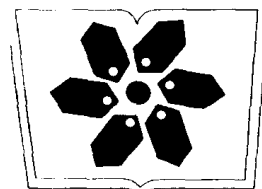
地球科学中同位素 体系理论与应用

——兼论中国大陆壳幔演化

朱炳泉 等著



科学出版社



中国科学院科学出版基金资助出版 国家自然科学基金委员会资助出版

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

朱炳泉等 著

科学出版社

1 9 9 8

前 言

本书的写作在结构上采取理论与应用相结合的形式,在第一、二、三章主要阐明同位素体系理论在地球科学中应用的方法论与基础理论问题,后面各章以各种类型地质体的同位素体系和同位素体系在壳幔演化中的综合特征为纵、横线条进行论述。因此各章内容上略有交错,但各有侧重,总体上互不重复。书中对不同的观点与理论作了较全面的介绍,但以作者自己的观点与评论意见,以及中国大陆的资料为主线条。因此本书既不同于国内外一般的同位素地球化学方面的理论书刊,也不同于某些区域性研究成果介绍性的出版物。作者希望读者能通过应用实例的分析加深对同位素地球化学理论的理解,提高同位素体系理论在地球科学中的应用水平:做到既要重视理论,又不要盲目地套用模式;既要重视数据,又不要盲目地相信数据。读者在参阅中应注意各章的交错联系与相互参考,如普适性的公式均在第二、三章作了说明;一些典型的图解在不同章节都有引用,但只在某一章中出现。

参与本书写作的有朱炳泉、李献华、戴樟谟、陈毓蔚、范嗣昆、桂训唐、王慧芬等同志,具体分工如下:第一、二、三、四、五、九、十、十二、十六章,朱炳泉;第六章,王慧芬、朱炳泉;第七、八章,李献华;第十一章,范嗣昆、陈毓蔚、朱炳泉;第十三章,陈毓蔚、桂训唐、朱炳泉;第十四章,戴樟谟、朱炳泉;第十五章,范嗣昆、李献华、朱炳泉;最后,全书由朱炳泉统一修改定稿。

涂光炽教授为本书的编写提出了重要指导意见,并推荐了本书的出版。欧阳自远教授、张大中教授、张本仁教授、刘若新教授、陈先沛教授、李继亮教授、张理刚教授、陈道公教授与李曙光教授对本书的主体部分先后作过评审和给予了很高的水平评价,并推荐出版,也提出了宝贵的意见。于津生教授、周新华教授、毛存孝教授与王俊文教授在本书编写前与完成后对本书编写结构与内容曾多次提出了许多宝贵的意见。涂湘林、邱华宁、刘海臣、常向阳、易惟熙、来武、易文、郭丽芳、邹丽萍等人为本书的完成提供了资料,以及为文字与图件的打印、整理等提供了帮助。本书的出版得到中国科学院科学出版基金与国家自然科学基金委员会出版基金的联合资助,同时也得到国家科学技术委员会攀登计划“与超大型矿床有关的基础研究”项目的部分资助。作者在此一并表示最诚挚的感谢。

朱炳泉

1996年12月

目 录

前言	
第一章 绪论	(1)
第二章 同位素地质年代学理论概述	(5)
第一节 应用放射性衰变、裂变与核反应计时的基本原理	(6)
第二节 铀-钍-铅同位素体系	(10)
第三节 冷却年龄与封闭温度	(18)
第四节 典型的测量技术与方法	(21)
第三章 放射成因同位素体系示踪理论	(26)
第一节 参考系与示踪同位素表示方法	(26)
第二节 同位素体系的混合模式	(28)
第三节 部分熔融理论与同位素体系	(33)
第四节 结晶分异同化混染模式	(38)
第五节 壳幔体系同位素演化模式	(41)
第六节 同位素体系多维空间拓扑结构研究	(54)
第四章 新生代火山岩钨-铽-铅同位素体系与地幔地球化学区划	(61)
第一节 新生代火山岩的岩石化学特征与分类	(63)
第二节 新生代火山岩的母子体元素变化特征	(65)
第三节 岩石化学组成与同位素体系的相关性	(70)
第四节 钨-铽-铅同位素相关特征	(72)
第五节 中国东部与西南大陆地幔主要端元与地球化学剖面结构	(77)
第五章 岩石圈包体与巨晶钨-铽-铅同位素体系	(88)
第一节 地幔包体同位素体系母子体含量与分配	(88)
第二节 钨、铽、铅同位素组成特征	(89)
第三节 中国大陆岩石圈地幔的地球化学特征及其演化	(96)
第六章 中国东部新生代火山岩年代学	(98)
第一节 钾-氩同位素体系与年龄可靠性讨论	(98)
第二节 各区域新生代火山岩年代学	(99)
第三节 岩石化学特征及其随时间的演化	(106)
第四节 新生代火山作用与构造环境变迁的关系	(107)
第七章 花岗岩的放射成因同位素体系与定年方法学	(109)
第一节 钾-氩同位素体系与花岗岩含钾矿物的定年方法学	(109)
第二节 铀-铅同位素体系与锆石铀-铅定年方法学	(110)
第三节 花岗岩的铷-铽同位素体系与铷-铽等时线定年方法学	(113)
第四节 花岗岩的钐-钕同位素体系与钐-钕矿物等时线定年方法学	(120)

第八章 花岗岩同位素体系及其成因演化	(125)
第一节 花岗岩的铷-钕同位素体系	(126)
第二节 花岗岩的长石铅-铅同位素体系	(132)
第三节 花岗岩的铷-氧同位素体系	(136)
第四节 花岗岩的 $\delta D-H_2O$ 关系	(143)
第五节 花岗岩物质来源的同位素多维空间分析.....	(146)
第六节 花岗岩成因分类的同位素体系制约.....	(148)
第九章 壳源岩铅同位素体系与铀-钍-铅地球化学循环	(152)
第一节 化学沉积岩铅.....	(152)
第二节 泥质沉积岩铅.....	(159)
第三节 浅变质作用对铅同位素组成的影响.....	(160)
第四节 深变质岩与下地壳铅同位素体系.....	(162)
第五节 花岗岩的铅同位素体系.....	(167)
第六节 地壳过程的铀-钍-铅地球化学循环圈	(172)
第十章 壳源岩钐-钕体系与钕同位素模式年龄	(175)
第一节 各类壳源岩的 Sm/Nd 值	(176)
第二节 地壳平均 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值	(183)
第三节 地幔钕同位素增长线.....	(184)
第四节 钕模式年龄计算.....	(186)
第五节 中国大陆二阶段钕模式年龄.....	(192)
第十一章 变质岩同位素体系与年龄测定	(194)
第一节 变质作用中的钾-氩体系	(195)
第二节 变质作用中的铷-锶体系	(197)
第三节 变质作用中的钐-钕体系	(201)
第四节 深变质岩与下地壳的钕-锶-铅同位素特征	(205)
第五节 变质过程中锆石铀-铅同位素体系	(207)
第十二章 矿石铅同位素体系	(216)
第一节 矿石铅同位素增长线.....	(216)
第二节 矿石铅同位素组成特征与分类.....	(218)
第三节 矿石铅的 $\Delta\alpha$ - $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 示踪与成因分类	(224)
第四节 铅同位素三维空间拓扑投影与铅同位素省的划分.....	(227)
第五节 铅同位素方法应用于化探找矿评价.....	(230)
第十三章 海洋铅-铷-钕同位素体系	(236)
第一节 海洋铅同位素体系.....	(236)
第二节 海洋铷同位素体系.....	(247)
第三节 海洋钐-钕同位素体系	(258)
第十四章 钾-氩同位素体系	(260)
第一节 常见矿物钾-氩同位素体系特征与年龄测定的适用性	(260)
第二节 未扰动体系的 $^{39}Ar/^{39}Ar$ 同位素体系坪谱特征	(264)

第三节	扰动体系的 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar 坪谱实例解剖	(267)
第四节	包裹体形成年龄及其在矿床年代学中的应用	(273)
第五节	地球壳幔演化中的氩同位素体系	(275)
第六节	油气氩同位素体系与油气源示踪	(280)
第十五章	大陆地壳形成与演化的同位素体系研究	(284)
第一节	全球地壳形成的主要时代和一般规律	(284)
第二节	华南大陆增长与地壳演化剖析	(290)
第三节	华北地壳早期演化与前寒武纪地质年表讨论	(301)
第十六章	地球各层圈铀-锶-铅同位素体系的壳幔再循环理论解释	(305)
第一节	壳幔再循环模式的参数与制约条件选择	(305)
第二节	壳幔再循环模式理论制约的重要意义	(311)
参考文献	(317)

第一章 绪论

自 1905 年博尔特伍德(Boltwood)发现了铀-铅衰变系和 1938 年尼尔(Nier)在质谱分析技术上取得重大突破以来,近代物理与近代化学的重要研究成果——同位素方法与理论逐渐被引进到地球科学研究领域,从而有可能定量地研究地球与行星过程的时空关系。与此同时,地球化学作为地球科学的一个重要分支也发展起来了。其发展主要建立在以下三个生长点之上:①元素,特别是微量元素的丰度、分布与分配规律的探讨;②岩石矿物形成过程的相变、相律与热力学问题研究;③自然界同位素组成变异及其分布规律的研究。

在同位素研究的早期阶段,同位素主要用作地质事件的计时工具,或者仅仅停留于同位素组成差异的一般性描述上。自 70 年代以后,由于高精度同位素分析技术的出现,以及同位素体系研究与微量元素分配理论、相律与相变理论的密切结合,从而构成当代地球科学一系列重大理论及应用领域,如地球动力学、板块构造学说、壳幔演化理论、岩石成因理论、成矿理论、全球环境变迁理论等研究领域,并使同位素地球化学这一新的分支学科日臻成熟,而在 80 年代,则形成了多元同位素体系理论的研究体系。

一般来说,同位素地球化学包括同位素地质年代学、放射成因同位素体系理论与稳定同位素地质学三个部分。这三个领域将地质及其他自然过程的时间、空间、组分和环境参数,如温度、压力等变量有机地结合起来进行研究,从而成为现代观察科学的一个强大支柱。现代观察科学是指研究地球、天体、生态与环境等大体系科学。这些科学主要通过观察自然界来认识其变化规律,从而达到利用、改造自然的目的。因此在研究方法论上与现代实验科学(主要是指体系条件可以人为控制的小体系科学,如物理、化学等学科)有着较明显的区别。

现代观察科学中的观察可分为瞬时观察与历史观察。瞬时观察,主要应用物理波谱手段,并且只能了解现存的自然现象(如地震与遥感观察);历史观察主要应用同位素体系,观察的时间尺度可以从元素的核子合成一直到现在。当然,瞬时观察的资料积累也可以构成历史观察,但时间的长度不可能超过人类文明史。例如,要研究古气候环境的变迁规律,虽然可以利用历年来气象观察资料,但这些资料对于问题解决的帮助是十分有限的;而应用同位素地球化学方法观察研究海底或湖泊沉积物、冰柱与年轮等,则可以了解几百万年来的气候环境变迁,这对于问题的研究就可更加深入了。又如应用地震的方法只能了解到现存的板块俯冲带位置,而不能了解地球历史上是否存在俯冲带及俯冲带位置,但应用同位素地球化学方法则完全可以解决这个问题。应用同位素地球化学方法进行历史观察时,应特别注意以下几个方法论问题。

一、体系的确定

体系包括两种概念。一种体系是指所研究的课题涉及到自然界的那些部分(即体系)。

例如,你要研究某一岩浆的演化过程,就得考虑岩浆房、围岩、岩浆源以及水圈的影响,这些就构成了岩浆演化过程的体系;如果你要研究地壳与地幔的演化,你可以粗略地将地球分成地壳与地幔,也可进一步将地壳再分成上地壳与下地壳,将地幔分成下地幔、软流圈上地幔与岩石圈上地幔等。另一种体系是指研究方法所涉及的对象、参数等的集合,如示踪体系就是用于记录上述地质体系变化的示踪物质,并可以通过一定的手段测定出来;经常应用的有各种同位素体系与微量元素体系。而且前一种体系的变化影响着后一种体系的变化,并带来标记、烙印,而后一种体系的变化又有它自身的独立性。如某个地质过程可以引起地质体系中放射性同位素体系母体与子体比例的变化,而同位素体系的变化又有它自己特定的物理规律。多元同位素体系理论研究与地球化学研究的基本目的就是应用后一体系来揭示前一体系的运动规律。

二、信息源与反射信息

很多学科的科学研究的常常都要借助于信息与信息源相比较的方法。如地球物理,在研究地球内部结构时可利用地震波,根据震源和反射回来的地震波分析获得地球内部层圈构造的资料。核物理方法也同样,要用一定的信息源,如用X射线、中子、加速器的加速粒子去轰击要研究的粒子,然后记录反射回来的信息。这些物理方法,信息源很清楚,从源到反射信息的过程时间也很短,因此干扰因素相对很小。而要建立地球化学的示踪研究方法,必须要找到什么是反射信息、什么是信息源。

地球化学的示踪研究方法中的反射信息往往比较明确,它是经过了一系列过程最终留下的信息,如在地质体中现在观察到的同位素比值与元素含量等;但其信息源常常不十分明确,需要经过科学分析与思考才能找到;而且,地质过程很长,为几亿年、几百万年,干扰因素很多,同时也常常不可能应用人工的信息源。

例如,应用同位素示踪方法测定一个大水库水体的质量,我们可以先在水体中加入质量为 m 、放射性活度为 A_0 的示踪剂(如 ^{22}Na),混合均匀后再测定水的活度 A ,则水体的质量为 $M = m \cdot A_0 / A$ 。如果水体是流动的,如有蒸发、溢流与补给等发生,则水体达到平衡的时间较长,就得考虑更复杂的因素(蒸发、补给量、放射性衰变等),但通过模式分析也很容易解决这一问题。但是,当你研究的对象是大海时,你就不可能借助于人工加入信息源,只有靠天然信息源来进行研究。人们终于找到了通过宇宙线作用产生的放射性核素,如 ^3H , ^{14}C , ^{39}Ar 等,这些核素以一定速率在大气中产生,并不断加入到海水中去,因此,通过测定海洋不同部位的放射性核素和模式计算就可以研究海洋动力学过程。

研究地壳与地幔体系,其情况就更加复杂了。我们必须应用在地球形成时就存在的放射成因的同位素体系(如钐-铈-钕同位素体系)作为信息源。在微量元素研究中也常常使用信息与信息源比较的方法,如稀土元素研究。60年代以前人们应用稀土元素含量作图,但无法用来很好地说明地质问题;后来,通过应用球粒陨石稀土归一化法做一简单的数学处理后,作出的图形就能较好地反映地质过程。在这里,球粒陨石稀土含量是地球演化的起始信息源。这与在钐、铈同位素示踪中常用测量值与原始地幔值的相对偏差是同样的道理。

三、制 约

制约也同样包含着两方面的意义,即条件制约与推论制约。

在做地球化学模式理论研究前,必须要知道某些条件制约,即已知的初始条件、终止条件、边界条件或中间条件。而这些条件是根据以往的研究成果、新的实验资料或者其他科学的研究成果来确定的。由于研究对象的复杂性,因此这样确定的已知条件常常只是一个范围,有一定的上、下限,因此称这样的条件为制约条件。如要建立地球内部温度随着深度变化的曲线,我们观察到的信息主要是地表热流,而信息源是放射性元素释放的热能,制约条件是放射性元素在地球各层圈中的丰度与分布,重要层圈界面的高温高压相变的温度、压力实验资料以及地球物理方面的证据等等(如岩石圈-软流圈界面在 $1\ 200\text{--}1\ 300\text{ }^{\circ}\text{C}$, 400km 深处橄榄石结构相变应在 $1\ 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右, 670km 处出现方镁石应在 $1\ 960\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右等等)。

推论制约是根据已建立的地球化学模式和已知条件所推论出来的地球化学制约。如我们已知大气圈的质量为 $5.1 \times 10^{21}\text{g}$,大气中氦的含量为 0.93% ,根据放射性衰变规律和大气圈的演化模式,可以推断地球中平均钾含量的下限应大于 55ppm ;根据地表热流的观察,则可以制约地球中平均钾含量的上限应小于 440ppm 。又如我们可以根据某些元素的同位素比值来推断元素起源的年龄,如根据铀的同位素 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 的现代测定值 (0.007253) 和核子合成的宇宙化学模式(元素形成时的 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ 应在 $1\text{--}2$ 左右),可以得到制约元素形成的年龄应在 $5\text{--}6\text{ Ga}$ 之间。

从上面的例子也可以看到,由于地球的演化过程很复杂,我们不可能从一个角度建立起绝对的制约推论。对复杂事物的制约只能是从不同角度尽量排除不可能的范围,缩小“可能”的范围,而不是、也不能推论出绝对正确值。地球化学的研究方法应特别强调多重制约,在同位素地球化学中应用多元同位素体系制约也是同一道理。

四、过程机制

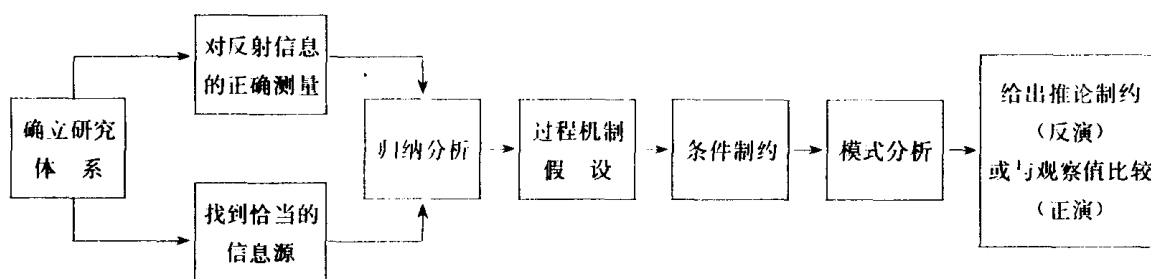
在应用同位素地球化学方法确定信息源与反射信息关系,建立正确的模式分析前,必须要了解地质体或地球层圈的演化过程与机制。如果过程机制分析存在错误,一切推理将是不可靠的。最常涉及的地球化学过程机制有部分熔融作用、结晶分异作用、同化混染作用、交代作用、扩散作用、再循环作用、混合作用等等。对于大的地质问题还必须要有的地球动力学的构思,如板块俯冲、地幔对流、碰撞造山、大陆增长等等。有时同位素地球化学分析也可以应用数学地质的方法,开始可以不管过程机制,但在将模式分析结果应用于地质解释时仍然要联系到地质过程机制。

五、模式的正演与反演

模式的正演是根据假设的过程机制和一定的条件制约参数选择,从确定的信息源按模式计算出反射信息的理论值,并与实际观察的反射信息进行比较,如果不符合则进一步

修正过程机制的假设和改变模式参数,如果与观察值可以比较,则认为过程假设有一定的合理性。对于复杂的地球化学观察值,一般首先要用正演的方法,如扎特曼的铅构造模式(Zartman, *et al.*, 1981)。合理的正演模式应较好地解释所有的同位素演化体系,即具有多重制约性,如果不能解释一种同位素体系,而与其他同位素体系观察值不符,则模式过程机制与参数选择必然存在不正确之处。模式的反演一般应用在对过程机制了解得比较清楚,模式已比较成熟的情况。这时可以根据观察到的反射信息来计算出某些模式参数,并应用这些参数来定量说明地质演化过程。如果应用各种同位素体系来反演都能得到相同的结论,则说明结论的可信度已很高了。如一般的年龄计算、铀-铅三阶段模式分析(朱炳泉, 1975)等属于反演模式范畴。

概括起来,建立同位素体系以及其他的地球化学模式人体要经过以下的过程:



第二章 同位素地质年代学理论概述

自然界元素通过各种各样的核过程,如放射性衰变、裂变、聚变、中子反应、核散裂(宇宙射线)等,可以引起同位素组成的较大变化,我们称这种变异为放射性成因变异。同位素地质年代学与放射性成因同位素示踪主要是依据这些同位素变化的规律性。在地球科学研究中应用最广泛的是自然界长寿命放射性元素系列,如 $^{238}\text{U}\rightarrow^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}\rightarrow^{207}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}\rightarrow^{208}\text{Pb}$, $^{87}\text{Rb}\rightarrow^{87}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}\rightarrow^{143}\text{Nd}$, $^{40}\text{K}\rightarrow^{40}\text{Ca}$, ^{40}Ar 等(详见表2-1)。

表 2-1 自然界主要的长寿命衰变系

母体同位素	同位素丰度(%)	半衰期(年)	衰变常数(年 ⁻¹)	衰变方式	子体同位素
^{40}K	0.019	1.25×10^9	4.962×10^{-10}	β^- (89.33%)	^{40}Ca
			5.811×10^{-9}	EC(10.6%)	^{40}Ar
^{87}Rb	27.83	4.88×10^{10}	1.42×10^{-11}	β^- (100%)	^{87}Sr
^{147}Sm	15.07	1.06×10^{11}	6.539×10^{-12}	α (100%)	^{143}Nd
^{238}U	99.27	4.47×10^9	1.55125×10^{-10}	α (100%)	^{206}Pb
^{235}U	0.714	7.04×10^8	9.8485×10^{-10}	α (100%)	^{207}Pb
^{232}Th	100.00	1.40×10^{10}	4.9475×10^{-11}	α (100%)	^{208}Pb
^{176}Lu	2.6	2.17×10^{10}	3.19×10^{-11}	β^- (100%)	^{176}Hf
^{187}Re	62.5	4.31×10^{10}	1.61×10^{-11}	β^- (100%)	^{187}Os
^{138}La	0.098	9.67×10^{10}	2.58×10^{-12}	β^- (36%)	^{138}Ce
			4.59×10^{-12}	EC(64%)	^{138}Ba

由于放射性衰变,新形成的子体元素同位素不断地加入到原来的子体元素中去,使子体元素同位素组成不断地随时间而改变,这种改变取决于自然体系保留时间的长短和体系中母、子体元素的比例。因此,体系现在所具有的子体同位素组成与体系在历史上所发生的引起母、子体比例改变的过程密切相关。这种相关性使我们有可能根据母、子体同位素组成的变化来推断岩石、矿物或其他地质体系过去的历史。概括起来自然界放射成因同位素组成的变异具有以下三个重要特征:

(1)绝对时标特征。由于放射性衰变、自发核裂变、核散裂(由于宇宙射线通量的相对稳定性)的速度不受自然环境所具有的温度、压力、电磁场等物理化学条件的影响,因此对于一个自然体系形成以后,并一直保持母、子体元素比值不变的体系(封闭体系)或者母、子体比值变化遵守一定规律的体系(开放体系),我们只要测定体系现在的子体同位素组成和母、子体比值,就可以计算体系所经历的时间。这一特征构成了同位素地质年代学的理论基础。

(2)示踪特征。当一个自然体系发生化学变化形成新的体系时,它的元素组成和母、子体比值将发生变化,但它的同位素组成仍保持了原来的特征,这种特征与原体系母、子体比值密切相关。因此只要通过一定的方法确定体系发生变化时的子体同位素组成,就可以

追索原体系的地球化学特征与演化历史。这种示踪特征对于近代岩浆作用将特别有意义。如通过新生代玄武岩的同位素研究可以了解地幔源的地球化学特征与演化历史。由于地球已经经历了复杂的化学过程,因此形成了上、下地壳与上、下地幔等圈层构造。长期的母、子体分异及核过程、同位素分馏作用,已造成了不同圈层放射成因子体同位素与轻质量同位素组成上的明显差别,因此,根据成岩成矿物质的同位素组成可以推断物质的来源及其不同源区之间的混合情况。上述两个方面构成了同位素示踪研究的正演与反演两条不同的途径。因此,同位素地质年代学与放射性同位素示踪是两个相辅相成、而又不可分割的研究领域。

(3)能量特征。自然界的核衰变、裂变过程同时也产生可观的能量。这些能量构成了地球演化的主要能源,因此,通过研究放射性母子体同位素组成与分布,可以探索地球各区域和各圈层的能量分布情况。同时核过程中所产生的射线、粒子与碎片的动能将在物质中留下径迹和辐射损伤,这些就构成了径迹年代学、热释发光年代学、脱玻年代学和共振年代学等研究领域。

上述三个方面特征构成了同位素地质年代学和同位素地质学最基本的理论依据和研究范畴。

第一节 应用放射性衰变、裂变与核反应计时的基本原理

应用放射性衰变来测定地质事件的年龄可以通过多种不同的途径,但总的共同点是通过测定放射性衰变或裂变所经历的时间间隔来计时。设某自然体系现在的母体同位素量为 P ,在自然体系形成时的母体同位素量为 P_0 ,体系形成到现在的时间间隔为 t ,根据放射性衰变定律则有:

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (2-1)$$

式中 λ 为母体同位素的衰变常数,它的半衰变期可表示为 $t_{1/2} = \ln(2/\lambda)$ 。通过求解方程(2-1)可得:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{P_0}{P} \quad (2-2)$$

当母体半衰变期 $t_{1/2}$ 与体系所经历的时间间隔有相同的数量级时,就可以从上述公式计算自然体系的年龄。公式中 P 是可以直接测定的。那末怎样方能知道 P_0 呢?根据确定 P_0 方法的不同,可以产生以下几种类型的同位素计时方法。

一、直接确定 P_0 的方法

^{14}C 年龄测定是这种方法的典型例子。大气中的 ^{14}N 在宇宙射线作用下不断产生 ^{14}C ,由于宇宙射线强度在 ^{14}C 半衰期数量级的时间间隔内是相对稳定的,而 ^{14}C 又不断衰变产

生¹⁴N,因此在¹⁴C产生与衰变达到平衡时,大气CO₂中的¹⁴C含量是恒定的。生命有机体与化学沉积过程中形成的含碳物质与大气不断产生物质交换,因此这一物质的碳含¹⁴C的量也是恒定的。这样通过现代生命有机碳中¹⁴C含量的测定就可以确定 P_0 。有机体死亡或化学沉积物形成与外界隔离后¹⁴C不断衰变减少,通过测定有机体死亡碳和化学沉积物中¹⁴C的含量即得到 P ,则有机体死亡或化学沉积物形成的年龄就可以从公式(2-2)计算出。应用²³⁵U,²³⁸U和²³²Th衰变中间子体(如²³⁴U,²³⁰Th,²³¹Pa等)来计时的铀系年代学方法,虽然在原理上要更复杂一些,但仍然是属于可以直接测定 P_0 的方法。

二、测定现代母子体比值的方法

在应用长寿命衰变系列来测定陨石、地球岩石、矿物年龄时, P 可以直接测定,但 P_0 无法测定。但是,当岩石、矿物形成以后一直处于封闭体系(即与外界没有母子体元素的交换)时,在任何时候母体同位素与子体同位素的原子总数始终是一定的。设 D_0 与 D 为岩石、矿物形成时与现在子体同位素量,则可以有以下关系:

$$P_0 + D_0 = P + D \quad (2-3)$$

式中的 P 与 D 都可以从岩石、矿物直接测出。根据(2-1),(2-3)式消去 P_0 可得:

$$D - D_0 = P (e^{\lambda t} - 1) \quad (2-4)$$

如果 D_0 与 D 相比很小,则可以略而不计,这时有以下的年龄计算公式:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D}{P} + 1 \right) \quad (2-5)$$

如在测定像晶质铀矿等含铀量极高的矿物的²³⁸U-²⁰⁶Pb年龄时,矿石中的²⁰⁶Pb几乎是放射成因的,因此只要测定²³⁸U与²⁰⁶Pb的比值,就可以从公式(2-5)计算出其形成年龄。在应用⁴⁰K-⁴⁰Ar方法测定陨石的气体保留年龄时也没必要扣除初始 D_0 (⁴⁰Ar),因为陨石中初始⁴⁰Ar/³⁶Ar $\cong 1$,可略而不计(朱炳泉等,1977)。

三、测定初始与现在子体同位素组成与母子体含量的方法

在极大部分情况下, D_0 在子体同位素中仍占有一定的比例,但要确定岩石形成时 D_0 的绝对量是非常困难的。为了避免这一困难,我们需要找到子体元素中一种没有放射成因积累的稳定同位素,如子体元素铅中的²⁰⁴Pb,锶中的⁸⁶Sr等就是所需要的非放射成因同位素。设它们的量为 D_s ,用 D_s 除公式(2-4)的两边得:

$$\frac{D}{D_s} - \frac{D_0}{D_s} = \frac{P}{D_s} (e^{\lambda t} - 1) \quad (2-6)$$

则年龄计算公式为:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\frac{D}{D_s} - \frac{D_0}{D_s}}{\frac{P}{D_s}} + 1 \right] \quad (2-7)$$

或

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D^*}{P} + 1 \right) \quad (2-8)$$

其中, $D^* = D - (D_0/D_s)D_s$ 。式(2-7)中 D/D_s (样品子体同位素组成)、 D_s (可以从主体元素含量计算出)与 P (样品母体含量)三个量可以从矿物岩石中直接测定。那末如何来确定 D_0/D_s 的值呢?在自然界中常常存在一些不含或极少含母体元素而富含子体元素的矿物,如方铅矿与长石中则主要含铅而几乎不含铀,它们在形成后就不再有放射性成因子体的加入。如果这些矿物是与待测岩石、矿物同时从一源区派生的,则它们形成时具有相同的子体同位素组成。因此只要测定这些矿物的子体同位素组成就可以得到 D_0/D_s 的比值。因此在测定岩体的铀-铅年龄时,常需要在岩体周围找到方铅矿或在岩体中分离出长石来测铅同位素组成。在测定岩石 ^{40}K - ^{40}Ar 年龄时,由于矿物中所含的非放射成因氩主要是空气氩,因此常用大气的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$ 作为 D_0/D_s 的值。

四、应用参考体系消去 D_0 的方法

在一些年龄计算中,我们可以找到与待测体系具有同样初始值发展历史的参考体系。在许多情况下可以用整个地球或地幔作为参考系,因为整个地球是一个最好的封闭体系。如在计算 ^{147}Sm - ^{143}Nd 年龄时,可以应用以下的模式年龄关系式来计算:

地球的平均 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_E$ 可以写为:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_E = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_E(e^{\lambda T} - 1) \quad (2-9)$$

岩石测定值为:

$$\begin{aligned} (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m &= (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_E(e^{\lambda T} - e^{\lambda t}) \\ &\quad + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m(e^{\lambda t} - 1) \end{aligned} \quad (2-10)$$

式中角标E为地球的平均值,m为岩石的测定值,0表示地球形成时的值,T为地球龄,t为模式年龄。公式(2-10)右边的第一、第二项相当于 D_0/D_s ,即岩石形成时的初始值。由于地壳演化过程中Sm/Nd值变化很小,因此岩浆源区的Nd初始值与地球在这一时间的平均钕同位素组成是一致的。通过式(2-10) - (2-9)可得:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_E = [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_E](e^{\lambda t} - 1) \quad (2-11)$$

因此,年龄计算公式可表示为:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{1 + \epsilon_{Nd} \times ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_E \times 10^{-4}}{f_{\text{Sm}/\text{Nd}} \times ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_E} \quad (2-12)$$

在测定中常用 ϵ_{Nd} 表示样品 Nd 同位素组成与地球平均值对偏差的 10^4 倍, $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 表示样品 ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$ 与地球平均值的相对偏差。在计算铈与铅同位素模式年龄时也常用整个地球作参考系消去 D_0/D_s 值(见第二节矿石铅年龄部分)。

五、等时线方法

在绝大多数情况下,要直接测定 D_0/D_s 值存在很大困难,应用参考体系的方法得到的模式年龄也不够精确,因为岩浆源区在不同区域存在不均一性。因此,最常用和可靠的方法是应用等时线法。这需要在同一岩石体系中采集一组具有不同母子体比值的岩石或矿物样品(样品数目大于 3),分别测定它们的子体同位素组成和母子体比值。这时方程(2-6)可以写成:

$$D/D_s = D_0/D_s + (P/D_s)(e^{\lambda t} - 1) \quad (2-13)$$

对于同一体系的样品来说 t 是一定的,因此, $e^{\lambda t} - 1$ 为常数;而且它们又是在同一岩浆源区形成的,因此它们的初始子体同位素比值 D_0/D_s 也应是相同的。这样方程式(2-3)就变成了 D/D_s 随 P/D_s 变化的线性方程。各个样品从形成以后 D/D_s 与 P/D_s 随时间而变化。公式(2-13)确定了它们在任何同一时间都是构成直线关系的。通过 D/D_s 与 P/D_s 二组数据的一般回归计算或双误差回归计算可以求出直线方程的最佳斜率 $e^{\lambda t} - 1$ 和截距 D_0/D_s 值。从斜率 $e^{\lambda t} - 1$ 就可以计算出年龄 t 。双误差回归计算与等时线质量的评价是能否获得高质量等时年龄的重要关键之一。它涉及到较多的数学方法,最常用的是约克(York)方程(York, 1969)。

图 2-1 为等时线方法的应用实例,即鞍山铁甲山太古宙花岗片麻岩的铷-锶等时线(钟富道,1984)。样品的 ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ 与 ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ 之间具有良好的线性关系。所求得的年龄与初始值见图 2-1 所示。

上述这些方法可以根据不同的地质情况和年龄精度的要求选择应用。所有公式对简单衰变系或具有中间衰变过程,但中间子体半衰期与母体半衰期相比很小的复杂衰变系均是适用的。如 ${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{206}\text{Pb}$ 中间有许多子体,但它们的半衰期都很短,因此可以应用上述公式。对于具有衰变分支系列,即同一母体同时蜕变成子体 1 或 2,这时只要在公式(2-6)的右边乘上衰变分支比 $\lambda_1/(\lambda_1 + \lambda_2)$ 就可以了。如对于 ${}^{40}\text{K} \rightarrow {}^{40}\text{Ar}$ 年龄测定, ${}^{40}\text{K}$ 同时又衰变成 ${}^{40}\text{Ca}$,因此可以写成:

$${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = ({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_0 + [\lambda_K/(\lambda_K + \lambda_{Ca})]({}^{40}\text{K}/{}^{36}\text{Ar})(e^{\lambda t} - 1) \quad (2-14)$$

式中 λ_K 是 ^{40}K 的 K 层电子捕获衰变常数,其产物是 ^{40}Ar ; λ_{Ca} 是 ^{40}K 的 β^- 衰变常数,其产物是 ^{40}Ca ; $\lambda = \lambda_K + \lambda_{Ca}$ 。

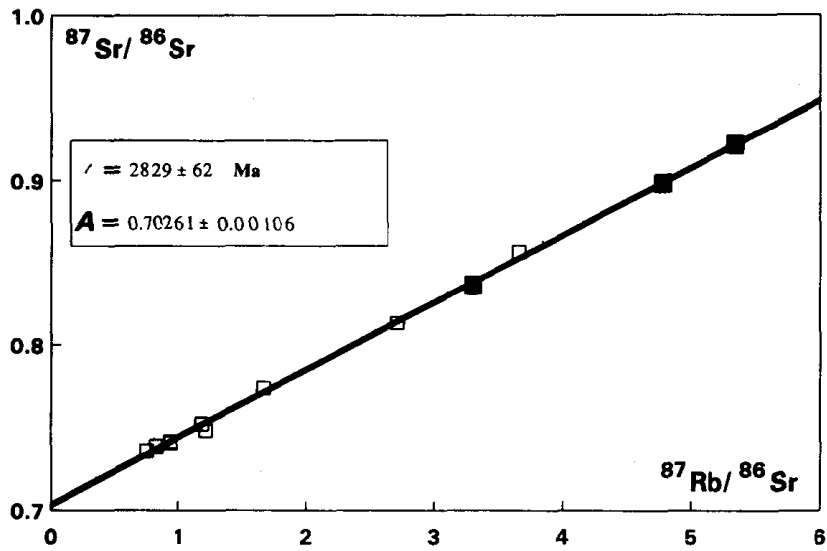


图 2-1 铁甲山花岗片麻岩 15 个样品铷-锶等时线
(钟富道,1984)
□ 富钾花岗片麻岩 ■ 富钠花岗片麻岩

第二节 铀-钍-铅同位素体系

由于 ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th 的衰变最终子体均为铅同位素(分别为 ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb), 因此用它们来测定年龄和进行同位素示踪具有特别的优越性, 如几组不同的年龄可以相互比较, 将为查明地质体系演化历史与物质源区提供了多重制约条件; 在年龄计算模式和图解上也具有其他方法所没有的独特之处, 因此在本节专门予以介绍。

一、铅-铅等时年龄

从第一节公式(2-6), 我们可以得 $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ 、 $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ 衰变系的两个等时线关系式:

$$\alpha = \alpha_i + \mu(e^{\lambda_8 t} - 1) \quad (2-15)$$

$$\beta = \beta_i + \frac{\mu}{137.88}(e^{\lambda_8 t} - 1) \quad (2-16)$$

式中 α 与 β 表示样品现代测定的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, α_i 与 β_i 表示 t 年时 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的初始值, μ 为现代测定的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 值。由于现代地球上的铀同位素组成基