

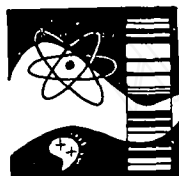
岩石同位素年龄的理解与使用

邢 凤 鸣

(安徽省地质科学研究所·合肥)

岩石同位素年龄已成为解决地质问题的一个重要手段。本文分析了同位素年龄数据使用过程中出现的一些误用和问题,并对几个主要的同位素定年方法的特点、适用范围、取样方法和某些基本概念做了介绍。

关键词: 岩石, 同位素年龄



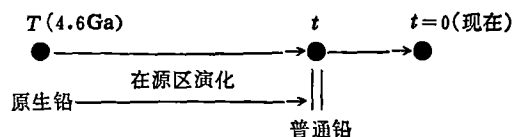
同位素地质

岩石同位素年龄已成为为解决地质问题的一个不可缺少的手段。由于岩石年龄改变而导致地质解释根本性变化的情况并不罕见。变质岩过去只研究温、压条件,后来发现不考虑时间因素就难以准确地恢复其变质历史,从变质矿物研究推断出的PTt轨迹,已成为建立和检验造山带构造模型和演化历史的重要手段。但是,地质作用十分复杂,每一种同位素定年方法都有它的适用范围,如果方法选择不当或测试结果不准,都将得不到应有的效果,甚至对同位素定年方法产生怀疑。因此,正确理解和使用同位素年龄资料,就显得十分重要。笔者就这个问题有针对性地谈谈个人的体会,供生产单位的同志们参考。

模式年龄与成岩(成矿)年龄

目前,国内应用较多的有Pb、Nd和Sr同位素模式年龄。模式年龄一般指某种元素离开源区到现在所经历的时间。

Pb同位素模式年龄指普通铅离开源区的年龄。普通铅指不含U、Th的矿物中的Pb,自该矿物形成后即停止演化,没有新的放射成因铅加入,故从矿物形成时起至今,其Pb同位素比值保持不变,即普通铅=原生铅+正常源区中积累的放射成因铅:



如钾长石、黑云母、方铅矿、黄铁矿、白铅矿等。由于对Pb的源区定义不同(如单阶段演化铅,两阶段演化铅),所以计算的模式年龄往往差别很大。因为对Pb的源区研究不确切,所以Pb的模式年龄没有确切的地质意义。有人把Pb的模式年龄作为成岩、成矿年龄来确定成岩成矿的时代,这是不对的。近年来,在使用过程中发现Pb的模式年龄很不准确,出现许多难以理解的矛盾,国外已很少使用。例如皖南伏川蛇绿岩的形成年龄近1000Ma,而Pb的模式年龄只有290~870Ma,后者作为成岩年龄或源岩年龄,显然都是不合理的。

岩石的Nd模式年龄最早由DePaolo, D.

J. 等 (1976)^[1]和McCulloch, M. T. 等 (1978)^[2]提出, 系指岩石中Sm、Nd等稀土元素从地幔库中分离出来所经历的时间, 也是壳—幔分异或大陆壳的某种形成时间。它是根据岩石中Nd同位素的两阶段演化模式提出的: 第一阶段在地幔中演化; 第二阶段在地壳中演化。球粒陨石平均Sm/Nd $\approx$ 0.32, 代表早期地球平均值; 而地壳岩石Sm/Nd比值只有0.10~0.26。因此, 壳幔分异产生地

壳是Sm/Nd比值变化的根本原因, 在随后的地壳内分异过程中, 地壳岩石的Sm/Nd比值变化不大。

Nd同位素模式年龄的计算有3个前提, 最重要的是假设样品的Sm/Nd比值未被后期地壳内事件所改变。Nd模式年龄的计算有两个公式。如果岩石来源于球粒陨石地幔库(CHUR), 用公式(1), 来源于亏损地幔库(DM), 用公式(2):

$$T_{CHUR}^{Nd} (Ma) = 152905 \times \ln \left[1 + \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_s - 0.512638^*}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_s - 0.1967} \right] \quad (1)$$

S——岩石样品测定值;

*——不同实验室所取的标准化值不同, 测试报告上均有说明, 应注意。当标准化到 $^{146}Nd/^{144}Nd=0.721900$ 时, 用0.512638; 当标准化到 $^{146}Nd/^{142}Nd=0.63151$ 时, 用0.511836。

$$T_{DM}^{Nd} (Ma) = 152905 \times \ln \left[1 + \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_s - 0.513151}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_s - 0.2136} \right] \quad (2)$$

花岗岩类、特别是改造型花岗岩类岩石的Nd模式年龄, 可以反映大陆壳的形成时间, 也常作为源岩的年龄。如沈渭洲等 (1989)^[3]根据华南花岗岩的Nd模式年龄, 确定华南地壳形成于早元古代。

沉积岩Nd模式年龄的解释比较简单、明确, T_{DM} 值通常是沉积物物源区平均地壳存留年龄的反映 (Jahn, B.M. 等, 1990)^[4]。陈江峰等 (1989)^[5]根据皖南上溪群和盖层

沉积古生代地层的Nd模式年龄, 合理地推测出它们有着完全不同的两个物源区: 上溪群的 $T_{DM}=1.6\sim1.7Ga$, 结合地质情况认为物源区在南方; 震旦系到二叠系碎屑岩的 $T_{DM}=1.9\sim2.0Ga$, 推测物源来自北方, T_{DM} 值长期稳定, 表明在此期间未发生过大的地壳变动。

同样, Sr同位素也可计算模式年龄, 也有两个计算公式:

$$T_{CHUR}^{Sr} (Ma) = 70422 \times \ln \left[1 + \frac{(^{87}Sr/^{86}Sr)_s - 0.7045}{(^{87}Rb/^{86}Sr)_s - 0.083} \right] \quad (3)$$

$$T_{DM}^{Sr} (Ma) = 70422 \times \ln \left[1 + \frac{(^{87}Sr/^{86}Sr)_s - 0.7026}{(^{87}Rb/^{86}Sr)_s - 0.054} \right] \quad (4)$$

Sr模式年龄通常低于Nd模式年龄, 其地质意义不明确, 不宜普遍使用。

Nd模式年龄有明确的含义, 如上述, 它不能作为岩石形成年龄使用。有人讨论东南沿海地区基底变质岩系的时代时, 把Nd模式年龄作为岩石形成年龄, 与放射性同位素年龄放在一起讨论, 等同对待, 显然是不合适的。

需要说明的是, 也有一些因素使Nd模式年龄具有不确定性, 使它与特定的地壳形成事件不相吻合。如: (1) 不同时间从地幔分离出来的物质的混合物给出的模式年龄, 反映形成该部分大陆地壳样品中Nd的平均年龄; (2) 地幔与地壳物质以任何方式混合, 将会造成比地壳组分更年青的混合Nd模式年龄; (3) 强烈分馏形成的某些花岗

岩,其REE配分呈海鸥式,Sm/Nd比值明显升高,其Nd模式年龄也随之增大,甚至超过地球的年龄,因而不具有任何地质意义。为避免Nd模式年龄一定代表地壳形成时间这一含义,O'Nions等(1983)^[6]提出了“地壳存留年龄”这一更准确的术语。沈渭洲等(1989)^[3]认为,只有Sm/Nd比值在0.14~0.24之间的壳源型花岗岩的Nd模式年龄,才能给出可信的陆壳形成年龄。江博明等(1990)^[4]也指出:Nd模式年龄具有多解性。部分熔融、分离结晶和混合作用时元素的分馏(或Sm/Nd比值的变化)可导致 T_{DM} 解释的不确定性。但是大陆岩石,例如较老的花岗质基底片麻岩或变沉积岩,重熔形成的花岗质熔体,Sm/Nd值与其源岩没有较大差异。因此,大部分年青地壳派生的花岗质岩石的模式年龄,可以被解释为花岗岩类源岩的地壳存留时间。

同位素定年方法的选择

放射性同位素定年方法给出的岩石年龄,常常具有多解性,并不只反映岩石的形成年龄,还可反映地壳隆起的时间,岩石变质的历史,等等。有的则完全没有地质意义。因此,同位素年龄只有结合具体的地质条件才能做出合理的解释,而不同定年方法联合使用,将比单一方法给出更多的地质信息,能更有效地解决许多地质问题。

K-Ar法早期用体积法定年,方法本身不准确,所以给出的同位素年龄误差较大。后来用同位素稀释法,精度提高。对快速冷却又无后期热扰动的岩体,可给出较可靠的年龄,如新生代玄武岩用K-Ar法定年已有许多成功的例子。对于晚元古代深成岩体,如皖南休宁岩体,成岩后无明显构造热事件的影响,K-Ar法定年取得了较好的效果(中科院地化所获黑云母K-Ar年龄为991Ma,按新参数计算为965Ma;胡世玲做Rb-Sr全

岩等时线为963Ma);但对同一构造带上受过韧性剪切而具片麻状构造的歙县岩体,黑云母K-Ar年龄是失败的,为474Ma,有人却根据这一年龄把该岩体定为加里东期。后来的研究表明,歙县岩体与休宁岩体一样,也是晚元古代侵入体,其锆石U-Th-Pb年龄为928Ma。可见,不考虑地质情况和同位素定年方法的适应性,是不妥的。因为黑云母K-Ar法定年有一定的局限性,其封闭温度只有220℃左右,容易受后期热事件的影响。对于深成岩体,一般在8~10km以下的深度超过了黑云母的K-Ar封闭温度。如果岩体形成后长期处在高于封闭温度的条件下,后来上升出露地表,就测不出它的成岩年龄。但这不等于这个年龄值没有地质意义,它可以给出地块隆起时代的信息,对研究造山带隆起的历史有意义。角闪石的K-Ar封闭温度较高,情况要好些。

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法是近年来发展起来的定年方法,它克服了常规K-Ar法的许多缺点,已广泛用于花岗岩类的年龄测定。对于各种Ar丢失的样品,它通常也能给出有意义的年龄信息,并特别有助于研究岩浆冷却史、岩体上升速度等。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法在许多方面优于传统的K-Ar法,它不仅测定精度高,而且通过分步加热技术求得年龄谱,可以排除少量蚀变矿物如绿泥石等的影响,判别样品形成后是否发生过热扰动,以及扰动的性质和时间等。由于这一方法可以精确到2~3Ma甚至1Ma,所以能测定一个复式岩体的侵入顺序和岩基乃至岩株的冷凝顺序和冷凝速度,这是别的方法不容易做到的。近年来陈江峰等(1985^[7],1991^[8])测定皖南和沿江地区中生代花岗岩类侵入体的年龄;胡世玲等(1985)^[9]测定江西元古代九岭岩体的年龄,都是应用Ar-Ar法的成功例子。最近,胡世玲等(1990)^[10]用斜长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测定大庙岩体的年龄也获得成功。该法要选岩石中新鲜的角闪石或黑云母样品,1g即可。

缺点是除陨石和年青玄武岩外,全岩样难以给出可靠的年龄,使其应用受到一定限制。

锆石U-Pb封闭温度为650~700℃,接近花岗岩类的固相线温度。因此,锆石U-Pb法通常能给出花岗岩的结晶年龄(李献华等,1990)^[11]。但是传统的混合锆石法(通过人工重砂选出的锆石作为一个样进行测定)常不够准确,因为它可能包含残留锆石,U的放射蜕变也会对锆石晶格造成辐射损伤,这些都会影响锆石的U-Pb年龄。而锆石U-Pb不一致线法可以克服上述缺点。其样品处理方法是:将岩浆岩人工重砂选出的锆石1~2g,用电磁选分出弱磁性和无磁性两部分,每一部分筛选出大小不同的3种粒级。这样,我们就从每一件混合样中分出磁性和粒级不同的6个样品。测定每个样品的U、Pb同位素比值,投影到U-Pb谐合图上,连成一条直线,即不一致线,与一致线(为一曲线)交于两点,上交点代表岩石的结晶年龄,下交点代表从Pb丢失(或U获得)以后成为封闭体系以来所经历的时间。对变质岩而言,包括古老的正变质岩,上交点为结晶年龄,下交点为变质年龄;但在许多年青花岗岩中,由于岩石的重熔,下交点代表岩石年龄,上交点代表源区岩石的大致年龄(Liew, T. C., 1985)^[12]。最近出现的单颗粒锆石定年(用离子探针质谱计测定),使锆石U-Pb法又上了一个新的台阶。

Rb-Sr等时线法是目前常用的方法。它不但可以获得一个年龄值,还可以得到初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(I_{Sr})。由于它继承了源岩的Sr同位素组成特征,所以它是了解物质来源和划分花岗岩类成因类型的一个重要参数。一般认为Rb-Sr等时线的封闭温度高,所以它是同位素定年的一种好方法。陈江峰等(1985)将它与 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法配合使用,确定安徽中生代中酸性岩浆的时代,效果良好。Rb-Sr年龄,一般认为全岩等时线代表岩石形成年龄,矿物等时线代表矿物形成年

龄。花岗岩类岩石的Rb-Sr全岩等时线要求同时、同源、封闭体系,第二个前提是要求初始比值相同。但有些岩体形成过程中发生过围岩的同化混染,初始比值不均一,得到的直线并不是等时线,其年龄也没有地质意义。因此取样时应注意:一要满足形成等时线年龄的前提,二是样品点在等时线上的位置要拉得开。具体采样方法是:对于沉积岩,应在同一层位中取样;对于侵入岩,如为快速冷凝的较小岩体,可在不同部位取样;如是缓慢冷却的岩基或大岩株,分相明显,应在同一相带取样。在侵入体或某一相带中,或同一地层层位中,选5个不同的地点,每个地点尽量选取Rb/Sr比值不同的3块岩石做样品。这样做,是为了样品有代表性,Rb-Sr同位素比值可以拉开,形成一条等时线。所采15个岩石样品粉碎到200目后,先草测每个样品的Rb/Sr比值,选其中比值不同的6~7个样品做测试。对某些偏中性的岩石,可以选黑云母、钾长石等富钾矿物做一个样品测定,或再选一个磷灰石样品,和全岩样共同组成一条等时线。有时见到这样的情况,有4到5个点组成一条等时线,但其中的3到4个点集中在一端,另外一个点分布在另一端,这实际上是两点成一直线。这样的等时线不可靠。还要注意相关系数 R ,一般要求0.99以上。这也是评价等时线精度的一个重要尺度。

Rb-Sr全岩等时线的封闭温度很高,但受变质和蚀变的影响较大,对于变质岩、甚至像千枚岩这样的浅变质岩,也只给出变质年龄(福尔,1977)^[13]。如果岩浆形成过程中发生了二元混合作用,还会出现“假等时线”。只有矿物中 ^{87}Sr 和 ^{87}Rb 的变化仅仅是由放射性衰变引起时,根据同位素年龄公式计算的等时线年龄,才是岩石形成的年龄。但是,如果一组样品是由 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值不同的两种组分混合而成的,这种混合物在 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 坐标图上位于

连结各端元组分的一条直线上,产生了一条假等时线,它的斜率没有任何时间意义(福尔,1977, p.60~61和 p.82)^[13]。对于这种情况,先做几个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,结合微量和稀土元素和岩石包体的研究,可以判别。当然,用不同的同位素定年方法加以验证,也是有效的。

Sm-Nd法是70年代才应用起来的定年方法,对于古老基性、超基性岩和变质岩的定年有着不可代替的作用,也是研究壳幔演化和成岩物质来源的重要手段。Sm-Nd同位素体系的封闭性好,抗干扰能力强,稀土元素的地球化学相似性使Nd的初始值在小范围内、特别是在手标本的尺度上达到了相当好的均一程度,因此矿物内部等时线可以相当准确地定年,甚至经过麻粒岩相变质的岩石,Sm-Nd等时线也多能测定其形成时代。对于经历过多次后期热事件的岩石,它是不可多得的定年方法。

Sm-Nd法多用于古老岩石的定年,但目前对古生代和中生代岩石的定年也有了一些进展。在国外,此法精确测出的最小年龄是 $21.5 \pm 1.8\text{Ma}$ (超镁铁岩)和 $167.0 \pm 12\text{Ma}$ (云英岩型黑钨矿脉);国内测定的最小年龄是西华山钨矿萤石的等时线年龄 $158 \pm 10\text{Ma}$ (李志昌等,1988)^[14]。

Sm-Nd法也有其局限性,较难用于沉积岩的定年。对于副变质岩来说,情况类似。测定变质岩的年龄最好选正变质岩作样品。对于结晶的岩浆岩,最好做矿物内部等时线。例如辉长岩,可选其中的斜长石、辉石单矿物,加上全岩,做为3个样品分析求等时线年龄;如为花岗岩,可选长石、黑云母、角闪石、磷灰石等单矿物,加上全岩求等时线。由于锆石的成因较复杂,不用为宜。有人在几十公里的长度上取不同地点(不同岩块)的火山岩样品做Sm-Nd等时线年龄,虽然也能做出相关性较好的等时线,但不是一种可取的办法,因为这很难保证Nd初始值

的均一性。

对沉积岩同位素定年的建议

沉积岩的同位素定年比较困难。如有火山岩夹层,可选用上面介绍的方法定年。如有斑脱岩夹层(火山成因),可从中选透长石做K-Ar法、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法,或用含 K_2O 高于7%的黑云母作K-Ar或 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年,或选锆石作一致曲线,可以得出较为可靠的结果。页岩,可选 $<0.2\mu$ 的伊利石,用X射线确定为1Md结构,则它们具自生成因,可用以做K-Ar法或 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法;也可从同一层位不同地点的页岩中选取若干个这样的伊利石样品,作Rb-Sr等时线,也可得到较好的结果。有人直接用页岩做全岩等时线,一般不很可靠。碳酸盐岩,可以考虑用Pb-Pb等时线定年,但没有十分的把握。海绿石定年方法,近年来国际趋势大体是否定的。

小 结

由上面的介绍可知,根据不同的地质情况采用不同的定年方法,对解决成岩的时代十分重要。像皖南伏川元古代蛇绿岩,做辉长岩Sm-Nd矿物内部等时线就比较合适,而其他方法则难于奏效,这也是伏川蛇绿岩长期未获得同位素年龄的原因;像歙县等处于韧性剪切带上具片麻状构造的侵入体,黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法、锆石U-Pb法和Sm-Nd法就比较有效;由于它已达到绿片岩相的变质程度,K-Ar法和Rb-Sr全岩等时线法已证明是失败的。通过实验发现,K-Ar年龄随着动力变质作用的增强而减小,由633Ma减小到474Ma。Rb-Sr全岩等时线只得到变质年龄,即热动力变质作用的年龄为768Ma。但综合考虑锆石U-Pb年龄928Ma和Rb-Sr全岩等时线年龄768Ma,得到了岩浆结晶和热动力变质时代等重要信息,从而可以恢复该地区晚元古代地壳演化的历史(邢凤鸣等,

1988)^[15]。过去把歙县岩体定为中生代或古生代侵入体,就是因为选择K-Ar法这一并不适合该岩体的定年方法造成的。皖南印支期花岗岩的提出,虽然考虑到可能是印支期同褶皱侵入体(并未详细研究岩体定位机制),但同位素年龄也起了重要作用。例如青阳岩体,有201Ma、167Ma、142Ma、137Ma、126Ma几个K-Ar年龄,有人取201Ma定为印支期,有人全部采用以上数据定为印支—燕山期,以为这样更客观。皖南花岗岩类侵入体,近年来陈江峰、周泰禧等用⁴⁰Ar/³⁹Ar法,配合Rb-Sr全岩等时线法,已取得重大进展,否定了印支期岩浆活动之说(周泰禧等,1988)^[16]。也有人在处理一个地区大量同位素年龄数据时,用穿时法、或算术平均法,以为数据越多年龄就越可靠。这样不加分地处理问题的方法是不可取的。过去曾有人这样处理大别山变质岩的年龄,不但没有解决地层和岩石的时代问题,反而给人们带来长期的疑惑。像大别山这样的造山带,变质作用、岩浆活动和构造作用强烈,并经过长期的隆起,K-Ar法等一般方法不能给出成岩时代的信息,但可提供关于大别造山带隆起史的信息(陈江峰等,待刊)。笔者认为,微量和颗粒锆石U-Pb法、Sm-Nd等时线法、Rb-Sr等时线法、⁴⁰Ar/³⁹Ar法等研究大别山不同岩石的形成年龄和变质时代,将发挥重要作用。

以一种同位素定年方法为主,另一种方法验证配合,比单一方法更可靠、更有说服力,是今后应当推广的定年方法。做同位素年龄一定要注意测试精度,不能只图方便和便宜。测试精度低,有可能前功尽弃。若将错误的资料发表出去,还会造成混乱。发

表同位素年龄值的同时,应该发表原始数据,务请作者和编者注意此点。有些报告和文章,只提年龄值而不发表原始数据,使人难以适从。更有甚者,只说同位素年龄值,连方法都未讲明,实在太不严谨了。

本文蒙陈江峰副教授审阅并提出宝贵意见,深致谢忱!

参 考 文 献

- [1] DePaolo, D. J. et al.: Geophysical Research Letters, 1976, Vol.3, №5, p.249~252
- [2] McCulloch, M. T. et al.: Science, 1978, Vol. 200, p. 1003—1011
- [3] 沈渭洲等,南京大学学报(地球科学),1989, №3, 第82~91页.
- [4] Jahn, B. M. et al., Tectonophysics, 1990, Vol. 183, p. 145~160
- [5] 陈江峰等,科学通报,1989, №20, 第1572~1574页
- [6] O'Nions, R. K. et al: Earth Planet. Sci. Lett., 1983, Vol. 63, p. 229~240
- [7] Chen, J. F. et al.: Geochemistry, 1985, Vol. 4, №3, p. 220~235
- [8] 陈江峰等,现代地质,1991, Vol.5, №1, 第91~99页
- [9] 胡世玲等,岩石学报,1985, №3, 第29~34页
- [10] 胡世玲等,地质科学,1990, №4, 第332~343页
- [11] 李献华等,地球化学,1990, №4, 第303~311页
- [12] Liew, T. C. et al., Geochimica et Cosmochimica Acta, 1985, 49: p.587~600
- [13] G. 福尔,《同位素地质学原理》,科学出版社,1983年
- [14] 李志昌等,中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊,1988,第13号,第1~23页
- [15] 邢凤鸣等,地质论评,1988,第34卷,第5期,第400~413页
- [16] 周泰禧等,岩石学报,1988, №3, 第46~53页
- [17] Jahn, B. M. et al., In Archaeon Geochemistry (ed. by A. Kröner et al.), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1984, p. 204~234
- [18] 陈思本等,中国区域地质,1988,第2辑,第187~188页

The Understanding and Use of Rock Isotopic Age

Xing Fengming

Isotopic age has become an important means solving geological problems. In this paper, the author has analysed the common abuse and problems of the isotopic age in using, and explained the characteristics, applying constraints, sampling methods and some fundamental concepts of several main isotopical dating methods.