

风尘 Sr 同位素研究

陈 忠, 刘泽夏, 杨光树

(昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093)

摘 要:黄土和红粘土为风尘物质,其 Sr 同位素的研究较为深入,其它风尘物质还包括深海沉积物和冰芯中的粉尘物质,以及现代风尘物质,它们的 Sr 同位素亦有较多研究。Sr 主要以分散形式存在于风尘物质含钙矿物中。风尘物质中碳酸盐矿物 Sr 同位素值低,硅酸盐矿物高。风尘物质 Sr 同位素示踪研究一般采用硅酸盐组分,但不同粒度组分 Sr 同位素组成不同, <2 μm 组分具有最高值,它影响全岩 Sr 同位素组成;采用固定粒度具有很好的示踪效果。利用碳酸盐 Sr 同位素进行风尘物源示踪,表明中国北方沙漠碳酸盐具有不同的 Sr 同位素组成,它受控于地质背景和化学风化程度。

关键词: Sr 同位素; 风尘; 粒度效应

中图分类号: P512.2

文献标识码: A

文章编号: 1008-858X(2015)01-0008-08

风尘物质由风成作用形成,其 Sr 同位素研究较多,对其认识也较深入。如黄土—红粘土中, Sr 同位素组成不仅可以反映风化成壤作用的强度,指示季风强弱的变化,且与 Nd 同位素组成结合能够示踪黄土—红粘土风尘物质的源区。Sr 同位素具有粒度效应,特别在黄土中,不同粒度组分的 Sr 同位素组成不同。一般而言,细粒组分具有更高的同位素组成,而粗粒组分同位素值较低。由于 Sr 同位素组成的粒度效应,使得在风尘物源示踪研究中, Sr 同位素组成的变化相对较大,一定程度降低了示踪的效果,因而 Sr 同位素较 Nd 同位素示踪效果略差。不过, Sr 同位素组成相对较大的变化却能为深入研究风尘物地球化学作用过程提供机会。

1 风尘 Sr 赋存形式

风尘物质中 Sr 主要分散在含 Ca 矿物中,赋存于云母、长石、粘土矿物和碳酸盐矿物中。就粒度而言, Sr 又主要分布于砂和粉砂粒级

中^[1]。由于 Sr 是活动性元素,表生作用过程 Sr 极易迁移流失。连续提取实验结果显示^[2],残留态是 Sr 赋存的主要形式, Sr 主要结合在含钙的硅酸盐矿物中,其它相态中含有 10% ~ 30% 的 Sr,其中主要为碳酸盐结合态形式。

2 风尘 Sr 地球化学特征及行为

风尘物质包括第四纪形成的黄土与第三纪形成的红粘土,以及深海沉积物和冰芯中存在的风尘物,此外还包括了当今经常发生的浮尘、扬沙和尘暴物质。概括而言,风尘物质实质上是不同时间阶段和不同空间范围内存在的所有风成作用形成的细粒物质。以下从三个方面对风尘物质 Sr 同位素地球化学特征进行概述。

2.1 黄土和红粘土 Sr 同位素

风尘物中黄土及红粘土 Sr 的研究较多,早期黄土 Sr 的研究主要是针对物质来源。Nakai 等^[3]在研究北太平洋深海沉积物中风尘物质来源时,测试了来自中国兰州的一个黄土样品,

收稿日期:2014-04-30;修回日期:2014-10-09

基金项目:国家自然科学基金项目(41321062);地质作用过程与地质资源创新团队资助

作者简介:陈 忠(1970-),男,博士,讲师,主要研究方向表生地球化学与第四纪地质。Email:qwchenzhong@163.com。

得到的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.714 041。Liu等^[4]分析中国北方干旱地区第四系沉积物同位素特征,测得黄土高原中部两个黄土样品 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值是0.715 147和0.716 150,结合Nd同位素及稀土元素地球化学特征,认为黄土高原黄土来源于塔里木盆地。Asahara等^[5]在研究北太平洋深海沉积物Sr同位素特征时,得到兰州黄土样品3个粒级的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值是:0.720 209($<2\text{ }\mu\text{m}$)、0.719 376($2\sim20\text{ }\mu\text{m}$)、0.717 829($>20\text{ }\mu\text{m}$)及未分粒级的平均值0.718 121。Biscaye等在确定格陵兰冰芯中粉尘来自东亚的研究^[6]中,测得来自洛川和蓝田剖面的黄土样品 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,分别为0.726 795和0.726 420,需提及这两个样品都是 $<5\text{ }\mu\text{m}$ 粒级组分。Sevensson等^[7]在研究格陵兰冰芯中末次冰期粉尘物质的矿物、同位素特征时,获得的蓝田、渭南、榆林和洛川黄土样品($<5\text{ }\mu\text{m}$)的Sr同位素比值在0.727左右。Jahn等^[8]对来自于西宁、西峰和吉县黄土剖面S0至L2的样品进行了包括Sr-Nd同位素和元素地球化学的研究,其中西宁黄土S0-L2的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值在0.714 579,西峰黄土在0.715 656,吉县黄土为0.716 119,3个黄土剖面所有样品的平均值为0.715 451。实际上,上述早期针对黄土Sr同位素的研究以及后来获得的黄土Sr同位素值变化都比较大,变动在0.714到0.727之间,其中原因可概括为四方面,一是不同区域黄土的Sr同位素组成存在差异;二是黄土Sr同位素组成存在粒度效应(这一点会在后续专门讨论);三是样品是否经过酸溶处理;四是黄土样品的性质,即是黄土还是古土壤样品。黄土是否经过酸溶处理,对其Sr同位素值影响较大。Yokoo等对黄土样品的连续提取实验^[9],获得黄土中不同矿物组分的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值。石盐和碳酸盐(水和醋酸溶解部分)0.711 1 $\pm$ 0.000 4,绿泥石和磷酸盐(盐酸溶解部分)0.714 1 $\pm$ 0.000 4,盐酸不溶物(伊利石、高岭石、蒙脱石、蛭石、长石和石英)0.719 $\pm$ 0.001 0,黄土全样的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值在一个较窄的范围内,即0.715 $\pm$ 0.001。饶文波等专门针对酸溶对黄土Sr同位素组成的影响进行了研究^[10]。灵台黄土剖面未处理的全岩L10为0.718 583 $\pm$ 6,酸溶

(0.5 mol/L的醋酸)后为0.720 951 $\pm$ 10;L33(未处理)全岩为0.716 974 $\pm$ 13,酸溶后为0.720 509;红粘土RC(未处理)为0.716 428 $\pm$ 15,酸溶后为0.721 554 $\pm$ 18,可见酸溶后Sr同位素组成上升明显。因此,样品是否进行酸溶处理对最终Sr同位素值的影响非常大。酸溶部分一般主要为碳酸盐,碳酸盐含量的高低,碳酸盐的性质都会对Sr同位素组成产生影响。一般而言碳酸盐Sr同位素值偏低,其在黄土中含量愈高,会使全岩Sr同位素值愈偏低。另外,黄土红粘土中碳酸盐是原生碳酸盐(海相)还是次生碳酸盐,也会影响Sr同位素组成,原生碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值一般比较低,而次生碳酸盐如果来自于硅酸盐风化,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值也会偏高。在酸溶过程中,采用酸的种类及浓度也会影响Sr同位素的值。酸溶实验表明^[11],0.5 mol/L的醋酸能有效去除黄土红粘土中碳酸盐组分,而对硅酸盐基本不产生影响。基于上述情况,为了使获得不同黄土的Sr同位素值具有可比性,一般用0.5 mol/L的醋酸进行酸溶。李高军^[12]和Chen等^[13]对中国北方不同区域黄土 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值进行了系统研究,基于对样品酸溶处理(0.5 mol/L醋酸)和筛取 $<75\text{ }\mu\text{m}$ (黄土基本粒级范围)组分,获得东北黄土(库伦沟剖面)平均为0.713 350;北京(东灵山剖面)黄土平均为0.716 645;西宁黄土(泮子山剖面)平均0.719 279;新疆伊犁黄土(塔勒德剖面)平均0.715 172;黄土高原不同剖面,曹峴平均0.719 283,环县平均0.718 621,西峰平均0.718 950,洛川0.718 496,渭南0.719 673。这些结果表明不同区域黄土的Sr同位素组成不同,与区域地质背景,特别是构造背景有紧密关系。黄土高原不同剖面黄土Sr同位素虽然存在微小差异,但从Sr同位素特征看是一致的,也证实黄土物质来源的一致性,其代表了上地壳的平均组成。最后,黄土中黄土和古土壤的Sr同位素存在差别,主要针对的是黄土剖面中相邻黄土和古土壤层之间的差别。就全岩样品容易分析得到,黄土中碳酸盐含量比较高,古土壤中碳酸盐含量低,因碳酸盐Sr同位素组成低,使得黄土的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值低,古土壤的值高。仇纲对黄土剖面Sr同位素组成进行的研究表

明^[14],提取的酸溶相中也表现出古土壤层⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值高,黄土层低。Sr同位素值的高低反映了遭受化学风化强度的差异,风化作用较强时,钙铝硅酸盐中的Sr被释放出来存在于次生碳酸盐中,使得酸溶相中⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值升高。Yang等测试了来自黄土高原洛川^[15]和灵台剖面^[16]黄土和古土壤中酸不溶物的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值,古土壤层高于黄土层,其变化与磁化率、Rb/Sr比等的变化一致,亦反映了化学风化作用强度的大小。黄土层中碎屑碳酸盐和Na-、Ca-硅酸盐矿物含量多,Na-、Ca-硅酸盐矿物⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值较富K硅酸盐矿物的低,因此黄土层⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值低,而古土壤层因化学风化作用强,富K硅酸盐矿物含量高,使得古土壤层⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值高。两个剖面自2.5 Ma以来黄土酸不溶物⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值有逐渐降低的趋势,指示了大陆物理风化作用的加强及化学风化作用的减弱。

2.2 远源风尘 Sr 同位素

远源风尘Sr同位素的研究,主要与Nd结合一起判断风尘物质的来源。最初对远源风尘物来源的认识主要依据Sr-Nd同位素特征,确定来自亚洲内陆干旱区。Nakai等^[3]获得太平洋沉积物的Sr同位素值大于0.715(酸溶后),结合Nd同位素及稀土元素地球化学特征,确定北太平洋中部粉尘物质来自亚洲内陆,与黄土的特征一致。Asahara等^[5]在确定北太平洋中部沉积物的亚洲大陆属性时,获得的北太平洋中部沉积物的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值为0.711~0.719,其物源为亚洲大陆的黄土。Biscaye等^[6]对格陵兰GISP2冰芯中氧同位素2阶段的粉尘Sr-Nd同位素测试,其Sr同位素基本在0.717至0.719之间,判定格陵兰GISP冰芯中粉尘来自东亚。Svensson等^[7]研究了GRIP冰芯中末次冰期中粉尘物质的Sr-Nd同位素,得到几乎所有的冰芯样品Sr-Nd同位素组成都落入中国和蒙古潜在源区的范围内,从而推断冰芯中粉尘来自亚洲内陆,其中的冰芯中Sr同位素在 0.719 ± 0.001 的较窄范围内,与北太平洋100 kyr内的样品Sr值范围一致。上述结合Nd同位素特征的远源风尘物Sr同位素研究,基本

判定了北太平洋中部、格陵兰冰芯中亚洲内陆干旱区风尘为主要贡献者,其Sr-Nd同位素组成与黄土高原黄土基本一致。但是,远源风尘物究竟主要来自于干旱区哪个沙漠或者黄土,还需要进一步研究,毕竟现已确定干旱区各个沙漠Sr-Nd同位素值存在差异。

2.3 现代风尘 Sr 同位素

现代风尘Sr同位素的研究也基本与Nd同位素同时运用。Bory等^[17]对格陵兰冰芯最近几十年的粉尘Sr-Nd同位素进行了研究,结合矿物特征,认为春夏之交的粉尘主要来自中国西北的塔克拉玛干沙漠,而秋冬季节的粉尘有亚洲内陆其它干旱区的来源,但主要还是来自塔克拉玛干沙漠。在一年之中,物源区存在季节变化。Bory等^[18]进一步利用Sr-Nd同位素及矿物学证据,阐明除了在尘暴季节(春季)外,其它季节(夏季到冬季,即低粉尘期)中国北方内蒙沙漠,包括腾格里和毛乌素沙漠(排除蒙古戈壁)是格陵兰冰芯粉尘的物源区。Nakano等^[19]利用Sr-Nd同位素获得中国北方各个戈壁沙漠及黄土高原地表物质的特征,确定现代北京的降尘物质来源于邻近的西北部和西部地区,主要由荒漠化引起。Nakano等^[20]专门对2001年4月初源自中国北方和蒙古的尘暴物质进行了Sr-Nd同位素的研究,结果表明粉尘同位素组成与巴丹吉林、腾格里和乌兰布和沙漠及邻近的北方干旱区物质相似,但上述几个区域物质存在一定的变化。Miyamoto等^[21]搜集了1998年至2006年日本九州岛北部Sefuri山顶雨水中的粉尘,测试了Rb-Sr-Nd同位素,Sr同位素组成在粉尘通量高(冬末初春)时具有高值(近0.7180),综合判定此时物源来自中国东北、塔克拉玛干和北京西部的沙漠和黄土,年际间粉尘的变化反映了西风的强弱和物源地干旱区的气候条件。在这些研究基础上,李高军对东亚现代风尘进行了较好的总结研究^[12]。发现了同一沙尘事件在不同地点之间同位素组成变化较大,与源区不均一性和风尘传播路径过程中物质混染有关。同一地点在不同时间同位素组成也不一致,与不同尘暴事件物质来源不一致相关,这一点以

北京最为典型,从2006年至2008年期间,北京不同时间的尘暴物质Sr-Nd同位素值不一样,路线分析表明有的来自正北方,有的来自西北方,有的来自靠西方向,在传输的过程中有来自鄂尔多斯或北京本地附近物质的贡献,或者又无。因此,现代尘暴并无固定不变的物源地,与具体尘暴发生的特征有关。

总结上述不同风生物Sr的研究,可以对Sr同位素地球化学特征及行为进行概括。由于Sr的活动性,风生物在表生地球化学作用下使碳酸盐矿物易淋失,其中的Sr也迁移带出。一般碳酸盐中Sr同位素组成($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)较低,因而使得残留部分的Sr同位素组成升高,这是黄土中古土壤Sr同位素组成升高的原因之一;古土壤Sr同位素组成升高的另一原因是风化成壤作用不仅使碳酸盐淋失,硅酸盐组分亦有部分遭受淋失,这种情况在黄土高原南部古土壤发育时情况更甚,硅酸盐组分部分淋失导致古土壤的Sr同位素组成进一步升高。从矿物分解转化的角度分析,黄土中Na-、Ca-硅酸盐矿物相对较易分解,其Sr同位素组成相对于稳定性更强的富K硅酸盐矿物要低,因此风化成壤作用导致古土壤Sr同位素组成进一步的增高。远源风尘物由于粒度一般都小于 $5\text{ }\mu\text{m}$,Sr组成较为稳定,更主要反映源区特征。

3 Sr 粒度效应的确定

由于Sr同位素的粒度效应,应用Sr同位

素进行示踪存在一定不确定性,选择固定粒度样品测试Sr同位素,可排除粒度效应影响,加强Sr同位素的指示意义。此外,将固定粒度Sr同位素值与全样Sr同位素值比较,可确定Sr同位素粒度效应大小。我们通过测试秦安和灵台两个剖面黄土—红粘土 $28\sim45\text{ }\mu\text{m}$ 的Sr同位素值(秦安和灵台剖面 $28\sim45\text{ }\mu\text{m}$ 黄土—红粘土样品Sr-Nd同位素环境意义已有专文^[22]论述),以及两剖面黄土全样Sr同位素值,得出固定粒度样品Sr同位素示踪效果更好。尽管全岩样品Sr同位素具粒度效应,但这种效应保持在一定范围内,对物源变化明显的示踪研究中这种效应相对有限,因此全岩Sr同位素仍不失为一种示踪手段。

灵台剖面黄土古土壤层厚162 m,往下至280 m为红粘土层,根据前人对古地磁的研究,灵台红粘土底界年龄为7.2 Ma^[23]。秦安剖面厚253.1 m,通过古地磁得到的年龄为6.2 Ma至22 Ma^[24]。因此灵台和秦安剖面组成的黄土—红粘土序列构成了自约24 Ma以来的沉积演化。

$28\sim45\text{ }\mu\text{m}$ 粒度Sr同位素自24 Ma以来的演化分为3个阶段,24~7 Ma不断上升,7~1.2 Ma保持相对稳定,自1.2 Ma以来迅速降低,其值变化明显,变幅达到了0.005,对物源变化指示明显,反映了构造运动和气候变化导致风生物源区的变化^[22]。需要注意的是,灵台和秦安剖面自24 Ma以来的全岩样品和 $28\sim45\text{ }\mu\text{m}$ 组分Sr同位素的变化趋势完全一致,只

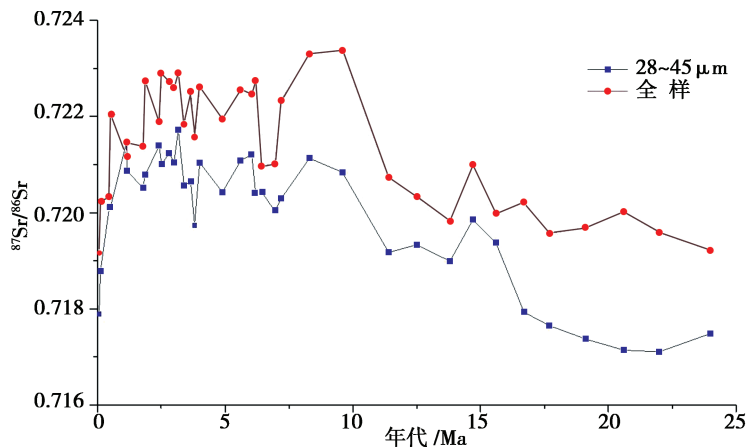


图1 灵台—秦安黄土—红粘土剖面24 Ma以来Sr同位素组成变化

Fig. 1 The Sr isotopic evolution of the eolian dust in Lingtai and Qinan section since 24 Ma B. P.

是变化幅度上有所差异。全岩样品的 Sr 同位素值系统高于 28 ~ 45 μm 组分的值,一般高出 0.001 ~ 0.002。事实上,两者的差异正是粒度效应的体现。前人对黄土同一样品不同粒级组分 Sr 同位素进行过测试^[13],结果显示 < 2 μm 组分 Sr 同位素值最高,其它粒级 (> 45 μm , 28 ~ 45 μm , 2 ~ 28 μm) 差别不太明显,其中 28 ~ 45 μm 组分比较稳定。由此,控制全岩样品 Sr 同位素值高低的主要是样品中 < 2 μm 组分含量,因为 < 2 μm 组分主要由硅酸盐风化而成,硅酸盐矿物具有高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值。灵台黄土 28 ~ 45 μm 组分的 Sr 同位素平均值为 0.720 292,全岩样品平均值为 0.721 328,全岩样品 Sr 同位素值高出 28 ~ 45 μm 组分超过 0.001,这即是全岩样品中 < 2 μm 组分的贡献所致。灵台剖面黄土层以下的红粘土 28 ~ 45 μm 组分 Sr 同位素平均值为 0.720 762,全岩样品的平均值为 0.722 142,全岩样品 Sr 同位素值高出 28 ~ 45 μm 组分 0.001 5,较黄土中二者的差值要大,进一步证实 < 2 μm 组分对 Sr 同位素值的影响。由于红粘土平均粒径小,小于 2 μm 组分含量更多,因此导致红粘土全岩样品 Sr 同位素值更高。秦安剖面红粘土 28 ~ 45 μm 组分的 Sr 同位素平均值为 0.719 041,相应全岩样品 Sr 同位素平均值为 0.720 906,高出 0.001 5 左右,也表明了细粒 (< 2 μm) 组分对 Sr 同位素值的控制。无论是黄土还是红粘土样品,全岩样品 Sr 同位素值均高于 28 ~ 45 μm 组分的值,< 2 μm 组分含量控制了 Sr 同位素值的高低,证实 < 2 μm 组分所导致 Sr 同位素粒度效应。

由灵台和秦安剖面黄土—红粘土 28 ~ 45 μm 粒级和全岩样品的 Sr 同位素值变化可以得到三点认识:一是 28 ~ 45 μm 粒级的同位素变化趋势很好指示了风尘物源区的变化;二是在长尺度风尘物源研究中,全岩样品 Sr 同位素同样具有较好的示踪效果;三是全岩样品和 28 ~ 45 μm 粒级 Sr 同位素值的差异指示了粒度效应的大小,粒度效应的大小与 < 2 μm 组分含量有关。对黄土高原不同区域黄土 Sr 同位素的研究表明,Sr 同位素值比较稳定,一般在 0.718 至 0.719 左右^[12],反映黄土物源的稳定

性和一致性,但上述黄土 Sr 同位素值主要为末次间冰期以来的,时间尺度相对较短。较早的长尺度黄土和红粘土 Sr 同位素研究选用的是灵台黄土剖面,灵台黄土 2.5 Ma 以来的 Sr 同位素研究^[25]发现,发现 Sr 同位素具有不断下降的趋势,对此的解释是大陆化学风化强度减弱所致。从现在的认识看,物源变化应该为主要原因,Sr 同位素总体的变化是在物源变化的基础上叠加了风化强度的变化,风化强度引起的变化属于次要因素,因为化学风化强度的减弱不可能导致 Sr 同位素产生 0.004 的变化幅度,这样较高幅度的变化应主要归于物源的变化。而更长尺度 7 ~ 8 Ma 红粘土—黄土 Sr 同位素的变化^[26]和我们上述的研究结果基本一致,但在解释上存在不同认识。Sun 也认为物源的变化是 Sr 同位素变化的主要原因。需提及的是,对泾川剖面的研究^[26]发现,发现剖面中很多相邻黄土 Sr 同位素值高于古土壤,原因可能在于样品选择为 < 20 μm ,以及采用 HCl 去除碳酸盐组分有关。由于黄土 Sr 同位素值很大程度上决定于 < 2 μm 的含量,选择 < 20 μm 组分无疑增大了 < 2 μm 组分对样品 Sr 同位素值的影响程度。采用 HCl 去除碳酸盐会溶解部分硅酸盐组分,这亦是黄土 Sr 同位素值高于古土壤的原因。研究已证明^[11],即使是稀 HCl 也会破坏样品中部分硅酸盐组分,对硅酸盐的破坏会使残留部分的 Sr 同位素值进一步升高,泾川黄土 Sr 同位素值处于 0.722 611 ~ 0.725 91 的高值说明了这一点。

4 风尘碳酸盐 Sr 同位素

前述研究已表明碳酸盐会影响风尘物的 Sr 同位素组成,不过,碳酸盐 Sr 同位素组成也能提供有用的信息,有研究专门针对黄土碳酸盐的 Sr 同位素^[11,27]。黄土中的碳酸盐分为原生和次生,原生碳酸盐主要以碎屑形式存在于黄土层,次生碳酸盐则以薄膜、皮壳、假菌丝体及结核形式存在于古土壤中。原生碳酸盐如果是纯海相碳酸盐,其⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值为 0.707 7^[28],黄土源区沙漠碎屑碳酸盐虽然为原生,但还是经受了一定程度的表生作用,其

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值有一定程度升高。研究利用Sr同位素对土壤中碳酸盐Ca的来源进行了示踪,进而探讨黄土次生碳酸盐的形成来源^[28],黄土高原西峰地区现代蜗牛的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.711 09,与当地土壤溶液的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值0.711 17近乎一致,即次生碳酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相当稳定。黄土中次生碳酸盐的Ca可来自碎屑碳酸盐,亦可来自硅酸盐,黄土碎屑碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与海相碳酸盐一致,为0.707 7,而黄土硅酸盐风化产物中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值取全硅酸盐的均值0.718 5^[28],可算出次生碳酸盐中的Sr来自硅酸盐的部分有32%。黄土中碳酸盐的Ca/Sr值为860 mol/mol,硅酸盐的Ca/Sr值为140 mol/mol^[28],可算出土壤溶液中最多有7%的Ca来自硅酸盐风化,即次生碳酸盐主要来自原生碳酸盐的溶解再结晶。

根据对中国北方各个沙漠碳酸盐Sr同位素的测试^[29],潜在源区碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在0.707 9~0.713 1之间。腾格里沙漠、巴丹吉林沙漠、毛乌素沙地具有最高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(>0.711),古尔班通古特沙漠、塔克拉玛干沙漠、呼伦贝尔沙地碳酸盐Sr同位素值<0.710,柴达木沙漠、乌兰布和沙漠、霍布齐沙漠、浑善达克沙地、科尔沁沙地在0.710~0.711之间。这些沙漠的碳酸盐Sr同位素值不象各沙漠方解石含量那样,具有自西北向东北降低的特点,而是和地质背景和化学风化程度有关。沙漠中的原生碳酸盐主要来自海相和非海相碳酸盐的机械风化,而沙漠中次生碳酸盐则来自原生碳酸盐和硅酸盐的风化,这也是沙漠碳酸盐Sr同位素比纯海相碳酸盐要高一些的原因。中国北方干旱半干旱地区各时代海相碳酸盐广泛分布,非海相碳酸盐零星分布,原生碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值一般低于现代海洋水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.709 2)^[28],而各沙漠硅酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值不同^[13],但它们明显都高于海洋水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,因此原生碳酸盐和硅酸盐是控制沙漠次生碳酸盐Sr同位素值的两个端元组分。根据碳酸盐Sr同位素对黄土物源进行示踪的研究^[27]中,测得灵台剖面黄土碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在0.710 4~0.711 7之间,考虑黄土高原风化强度高于沙漠源区,因此沙漠源区的碳酸

盐Sr同位素值应该低于黄土碳酸盐的Sr同位素值;再结合硅酸盐Sr-Nd同位素特征,综合得到黄土高原黄土风尘物质的源区为塔克拉玛干、柴达木和巴丹吉林沙漠。在此不综合讨论黄土高原黄土风尘物源问题,仅从黄土和潜在沙漠源区碳酸盐Sr同位素的关系出发,认为不宜仅由沙漠源区碳酸盐Sr同位素值低于黄土碳酸盐Sr同位素值进行判断,因为存在来自高低不同沙漠源区的碳酸盐Sr同位素值以混合方式形成黄土碳酸盐Sr同位素值的可能。

5 总 结

风尘物质Sr同位素研究文献较为丰富,Sr同位素应用于风尘物质示踪非常普遍。风尘硅酸盐组分和碳酸盐组分Sr同位素均能进行示踪研究,不过更为广泛应用的还是硅酸盐组分Sr同位素,主要在于硅酸盐组分较为稳定,更少受到后期表生地球化学作用影响。但是,粒度效应会降低Sr同位素示踪效果,采用固定粒级能可靠地进行风尘物质的示踪研究。对比固定粒级与全岩样品Sr同位素的研究表明,粒度效应波动在一定范围内,<2 μm 组分控制了粒度效应的大小。风尘物质源区—沙漠物质的碳酸盐Sr同位素具有区域性,它主要受控于地质背景和化学风化强度。

参考文献:

- [1] 陈骏,汪永进,陈旸,等.中国黄土层Rb和Sr地球化学特征及其古季风气候意义[J].地质学报,2001,75(2):259-266.
- [2] 刘连文.3.6 Ma来黄土高原东亚季风演化的矿物与元素地球化学研究[D].南京:南京大学,2002.
- [3] Nakai S, Halliday A N, Rea D K. Provenance of dust in the Pacific Ocean[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993,119(1-2):143-157.
- [4] Liu C Q, Masuda A, Okada A, et al. Isotope Geochemistry of Quaternary Deposits from the Arid Lands in Northern China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994,127(1-4):25-38.
- [5] Asahara Y, Tanaka T, Kamioka H, et al. Provenance of the north Pacific sediments and process of source material transport as derived from Rb-Sr isotopic systematics[J]. Chemical Geology, 1999,158(3-4):271-291.

- [6] Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, *et al.* Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland[J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 1997, 102(C12): 26765–26781.
- [7] Svensson A, Biscaye P E and Grousset F E. Characterization of late glacial continental dust in the Greenland Ice Core Project ice core[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(D4): 4637–4656.
- [8] Jahn B M, Gallet S, Han J. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka[J]. *Chemical Geology*, 2001, 178(1–4): 71–94.
- [9] Yokoo Y, Nakano T, Nishikawa M and Quan H. Mineralogical variation of Sr-Nd isotopic and elemental compositions in loess and desert sand from the central Loess Plateau in China as a provenance tracer of wet and dry deposition in the northwestern Pacific[J]. *Chemical Geology*, 2004, 204(1–2): 45–62.
- [10] 饶文波, 杨杰东, 陈骏, 等. 北方风尘中 Sr-Nd 同位素组成变化的影响因素探讨[J]. *第四纪研究*, 2005, 25(4): 531–532.
- [11] Yang J D, Chen J, An Z S, *et al.* Variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of calcites in Chinese loess: A proxy for chemical weathering associated with the East Asian summer monsoon[J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 2000, 157: 151–159.
- [12] 李高军. 东亚风尘物源地球化学示踪研究[D]. 南京: 南京大学, 2010.
- [13] Chen J, Li G J, Yang J D, *et al.* Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: implications for the provenances of Asian dust[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 3904–3914.
- [14] 仇纲. 陕西洛川黄土在不同古气候条件下的元素地球化学特征及意义[D]. 南京: 南京大学, 1996.
- [15] Yang J D, Chen J, Tao X C, *et al.* Sr isotope ratios of acid-leached loess residues from Luochuan, China: A tracer of continental weathering intensity over the past 2.5 Ma[J]. *Geochemical Journal*, 2001, 35: 403–412.
- [16] 杨杰东, 陈骏, 刘连文, 等. 2.5 Ma 以来黄土高原灵台剖面黄土—古土壤 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化[J]. *南京大学学报(自然科学)*, 2003, 39(6): 731–738.
- [17] Bory A J M, Biscaye P E, Svensson A and Grousset F E. Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at North GRIP, Greenland[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196(3–4): 123–134.
- [18] Bory A J M, Biscaye P E and Grousset F E. Two distinct seasonal Asian source regions for mineral dust deposited in Greenland (NorthGRIP) [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(4): 1167.
- [19] Nakano T, Yokoo Y, Nishikawa M. and Koyanagi H. Regional Sr-Nd isotopic ratios of soil minerals in northern China as Asian dust fingerprints [J]. *Atmospheric Environment*, 2004, 38(19): 3061–3067.
- [20] Nakano T, Nishikawa M, Mori I, *et al.* Source and evolution of the “perfect Asian dust storm” in early April 2001: Implications of the Sr-Nd isotope ratios[J]. *Atmospheric Environment*, 2005, 39(30): 5568–5575.
- [21] Miyamoto T, Hamamoto R and Yanagi T. Sr and Nd isotope compositions of atmospheric mineral dust at the summit of Mt. Sefuri, north Kyushu, southwest Japan: A marker of the dust provenance and seasonal variability[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74(5): 1471–1484.
- [22] Chen Z, Li G J. Evolving sources of eolian detritus on the Chinese Loess Plateau since early Miocene: Tectonic and climatic controls[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 371–372: 220–225.
- [23] Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, *et al.* Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 152: 49–66.
- [24] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, *et al.* Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China[J]. *Nature*, 2002, 416(6877): 159–163.
- [25] 杨杰东, 陈骏, 李春雷, 等. 2.5 Ma 以来大陆风化强度的演变[J]. *地质论评*, 2000, 40(5): 472–480.
- [26] Sun J M. Nd and Sr isotopic variations in Chinese eolian deposits during the past 8 Ma: Implications for provenance change[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 240(2): 454–466.
- [27] Rao W B, Chen J, Yang J D, Ji J F, Zhang G X. Sr isotopic and elemental characteristics of calcites in the Chinese deserts: Implications for eolian Sr transport and seawater Sr evolution[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73: 5600–5618.
- [28] 陈骏, 李高军. 亚洲风尘系统地球化学示踪研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41(1): 1–22.
- [29] 中国科学院地球化学研究所. 白云鄂博矿床地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1988.

Research on Sr Isotope in Dust

CHEN Zhong, LIU Ze-xia, YANG Guang-shu

(*Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology,
Kunming, 650093, China*)

Abstract: Loess and red clay, both components of dust, are formed by eolian action. Dust Sr isotope has been researched extensively nowadays, these researches focus not only on loess and red clay, but also dust in pelagic and ice core and modern dust. In dust, the element Sr is mainly contains in calcareous minerals. The Sr isotopic composition of carbonate in dust is low, and that of silicate is high. However, silicate is usually chosen for Sr isotope tracing in dust. The Sr isotopic composition varies with grain size, which is known as the grainsize effect. The fraction $<2\ \mu\text{m}$ has the highest Sr isotopic composition, which affects the Sr isotopic composition in bulk samples. The Sr isotopic composition of a certain grainsize fraction has very good tracing effect. Tracing dust origin using Sr isotope of carbonate has shown that carbonate in different desert of North China has different Sr isotopic composition, depending on geological settings and chemical weathering.

Key words: Sr isotope; Dust; Grainsize effect

(上接第7页)

archive in the Qinghai Lake region. Continuous eolian deposition in the Qinghai Lake region probably started at 16 ~ 14 ka. Though a few studies on the element geochemistry of the eolian deposits in the Qinghai Lake region have been investigated, the study of the chemical weathering change conducted on eolian deposits is very limited. This study investigated the major elemental compositions of the eolian deposits at Zhongyangchang site (ZYC section) in the Qinghai Lake region and their implication on chemical weathering change. The following conclusions were drawn: (1) Chemical weathering indexes CIA (chemical index of alteration), CIW (chemical index of weathering), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ mole ratios indicate that the Holocene eolian deposits at ZYC section experienced weak chemical weathering in the early stage, strong chemical weathering in the middle stage and weak again in the late stage. (2) about 5 ka ago, all indexes recorded the strongest chemical weathering, showing that the climate of this period was probably warm and wet, consistent with the high lake level in the Hurlig Lake occurred at 5.0 ~ 4.7 ka in the Qaidam basin; (3) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ ratio is highly positively correlated with $\chi_{\text{fd}}\%$ (frequency-dependent mass magnetic susceptibility as a percentage) with a linear correlation coefficient R^2 of 0.939 for the eolian deposits at ZYC section, indicating that the enrichment of element Fe significantly contributes to the magnetic susceptibility enhancement during the process of chemical weathering.

Key words: Qinghai Lake; Eolian deposit; Holocene; Chemical weathering