

风化壳剖面的定年研究

孙承兴, 王世杰, 刘秀明, 季宏兵

(中国科学院 地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

摘要: 风化壳时间序列的建立是提取有关信息的根本前提。然而, 风化壳的定年一直被认为是一道国际难题。近年来, 风化作用及风化壳剖面的研究越来越受到人们的关注, 有关风化壳定年的研究也取得了一些重要进展。本文对此进行了归纳和总结, 并对各种方法进行了评述。

关键词: 风化壳; 定年; 综述

中图分类号: P594+.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1007-2802(2000)01-0054-06

随着近年对全球变化研究的深入, 风化作用及风化壳剖面的研究越来越受到人们的关注。通过对它们的研究, 可以提取大量有关地球表层物质循环、区域环境质量演化及全球气候变化的信息。风化壳剖面时序的确定, 是开展风化壳环境信息识别与提取工作的前提。然而由于绝大多数风化作用是在较为开放的体系中进行的, 加上各种测年方法本身的局限性(如测年范围和对样品的特殊要求等), 致使一些传统定年方法不能或不能直接应用于风化壳剖面的定年。长期以来, 人们对风化壳的定年多采用间接的方法, 且多数情况不能给出准确的年龄数值。因此, 风化壳的直接测年一直被认为是一个国际性难题^[1]。尽管如此, 通过各国学者近二三十年的探索, 有关风化壳定年的研究, 已经取得了一些重要的研究成果。

1 风化壳测年方法

风化剖面最初是通过地层层序法进行定年的, 这种方法能给出风化作用的最大或最小估计年龄, 但很难给出真实的风化年龄^[2]。如将玄武岩的形成时间视为风化作用的开始时间, 将一些第四纪沉积盖层的年龄作为其上覆土壤的风化初始年龄; 或将(古)风化壳之上沉积层的年龄视为风化壳风化作用的结束时间。这种方法对发育于古老地层或岩体上、又无沉积盖层的风化壳剖面, 就显得无能为力了, 更何况很多时候人们往往不满足得到一个相对或大致的年龄。近二十年来, 各国学者一直在寻找直接对风化壳剖面测年的方法, 较为成功的主要有古地磁法、同位素法和风化速率法(表1)。

表1 风化壳剖面主要测年方法对比

Table 1 Comparison of several weathering profile dating methods

方法	测年范围	测试参数	可能的测试对象
古地磁法	极性倒转、极性漂移、长期变	剩磁方向	风化剖面各磁性层
	稳定同位素法	$\delta^{18}\text{O}$	粘土矿物(高岭石、伊利石、蒙脱石等)
同位素法	K-Ar、Ar-Ar法	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	含钾次生矿物, 如高岭石、伊利石、明矾石、锰钾矿
	Rb-Sr法	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	高岭石、全岩
风化速率法	元素迁移模型法	元素(如硅)迁移强度, 母岩、风化层元素含量	风化壳各层物质
	次生矿物增长率法	次生矿物增加速率	风化壳中主要矿物
	溶蚀速率法	溶蚀速率、母岩中酸不溶物比例	岩石中酸不溶物含量、区域碳酸盐岩溶蚀速率

收稿日期: 1999-11-5 收到

基金项目: 国家自然科学基金(49833002)和国家攀登计划(95-预-39)三级专题联合资助

第一作者简介: 孙承兴(1971年—), 男, 博士研究生 从事环境地球化学研究。

2 基本方法及原理

由于古地磁是受地球磁极性状态控制的,不受其它一些外界因素的影响,故具有较好的普适性。古地磁用于风化壳测年的基本原理是:在风化壳形成时,也形成了一些磁性矿物,通过对这些磁性矿物的稳定剩磁的测定,将其与已建立的古地磁标准对比,就可得到风化壳的估计年龄。但若风化壳中磁性矿物剩磁有从母岩中继承下来的,或者风化壳形成以后,仍有磁性矿物的再沉淀,则所测年龄将存在一定误差^[3]。

同位素用于风化壳测年主要有稳定同位素(目前主要有 $\delta^{18}\text{O}$)测年法和放射性同位素测年法。氧同位素测定风化壳年龄的方法的建立主要基于这样的认识:风化层形成过程中,次生矿物与雨水的氧同位素可以达到平衡,而年平均气温又是控制雨水氧同位素分馏的主要因素。研究表明,许多风化壳在形成过程中都曾有过较大的温度变化。因此,风化壳剖面各层有可能记录了不同时期大气降水的氧同位素组成特征。稳定同位素测年的原理类似于古地磁法,首先通过对已知年龄(例如一些能用K-Ar法测年的玄武岩风化层)的风化产物(粘土矿物)的同位素进行分析,建立起风化层次生矿物稳定同位素随时间变化的标准。这样就可以将那些未知年龄风化剖面的同位素(曲线)与标准进行对比,获得一个估计年龄^[2,4]。风化壳形成的过程中,也形成了大量的含钾次生矿物,这就有可能用它们进行K-Ar、Ar-Ar法测年,尽管它们多处于较为开放的环境体系中。

风化速率法主要有化学元素迁移模型法、次生矿物增加速率法和溶蚀速率测年法等,这类方法主要适用于较为年轻的风化壳的定年。其中化学元素迁移模型法是利用排水采集器,通过系统的对风化壳化学风化过程中的物质迁移及平衡的长期定位观察、测定,应用化学元素迁移的概念模型法,建立土壤中硅的迁移模型参数,最后求得发育于不同母岩风化壳的形成时间^[5]。随着风化作用的延续,风化剖面中次生矿物的含量将与风化时间成正比,因此,可以测定某一地区已知年龄剖面的次生矿物含量,建立次生矿物增长与时间关系的回归方程,就可以对区域内其它一些剖面的年龄进行估算^[6,7]。溶蚀

速率法主要适用于碳酸盐岩风化剖面。它通过岩溶过程中原岩与酸不溶物数量的关系,估算出剖面的原岩厚度,再根据溶蚀速率估算出整个剖面的形成年龄^[8,9]。

3 研究现状

3.1 古地磁法

古地磁测年法克服了其它一些测年方法在测试对象、测年范围等方面的不足,已成为地质测年研究中不可缺少的重要手段。在对黄土堆积、海洋、湖泊、山间盆地、河流三角洲沉积层的沉积及洞穴堆积物等方面的测年研究中得到了广泛的应用。它的应用只是近二十年的事。Schmidt等^[10]和 Idnum等^[11]曾对澳大利亚的风化(表土)层的年龄用古地磁进行了测定,认为它们是晚白垩系到第三系的风化产物。事后, Schmidt等^[13]又用这种方法研究了印度一些红土剖面的形成年龄。Acton等^[3]用古地磁法,结合地质方法对东澳大利亚 Oakwood 铝土矿的风化期进行了年龄测定,认为 21~27 Ma 是该铝土矿的主要风化成矿期,并指出 Oakwood 地区中渐新世到早中新世期间的古气候、古环境特别有利于风化作用。

3.2 同位素法

同位素法是地质测年中最重要、应用最广泛的测年手段,主要包括放射性同位素法(K-Ar、Rb-Sr、U系法等)、宇宙成因核素法(^{14}C 、 ^{10}Be 、 ^{26}Al 、 ^{36}Cl 等)、核辐射效应法(TL、ESR、FT等)、稳定同位素法(^{18}O 等)。其中放射性同位素法和稳定同位素法已较成功地应用于某些风化壳的测年研究;宇宙成因核素法及核辐射效应法则多用于其它地表过程的定年,大多不适合于风化壳的形成过程。虽然有人曾经试图用 ESR 法对红土剖面进行测年,但所获结果证实了该方法不能应用于风化壳的测年^[13]。

3.2.1 放射性同位素法

利用风化过程中形成的次生矿物放射性同位素进行测年的方法,是风化壳剖面测年中最重要、最可靠、种类最多的一类方法。其中有粘土矿物(伊利石、高岭石)、明矾石、黄钾铁矾、锰钾矿等 K-Ar(Ar-Ar)法,以及粘土矿物与全岩的 Rb-Sr 法等。

粘土矿物 K-Ar 法:利用这种方法进行测年的很少,主要原因是人们对风化成土过程中同位素体系的研究还不够深入,目前也还没有分选单一粘土矿

物的可靠方法^[14]。Clauer 等^[15]曾进行过尝试。他们对阿尔及利亚 Hoggar 山及法国中央高原的第三纪玄武岩风化剖面进行 K-Ar 法测年。但结果并不理想。前者玄武岩的年龄为 17.8 ± 1.3 Ma, 而风化层中高岭石的年龄却高达 132 ± 6 Ma; 后者基岩年龄为 7.4 ± 1.0 Ma, 而其上的风化带小于 $2 \mu\text{m}$ 的粘土矿物年龄分别为 35 ± 5 Ma(下部)、 107 ± 7 Ma(中部)和 117 ± 5 Ma 上部。这些年龄都远远大于风化剖面形成的真实年龄。他们认为这可能是在风化过程中, 粘土矿物对放射成因的 ^{40}Ar 的捕捉能力较强(与 K 相比)造成的, 而不是基岩中未蚀变的原生矿物的残留所致。尽管利用伊利石 K-Ar 法测定沉积岩年龄已获得成功, 但由于风化作用过程是一个相对开放的体系, K 容易流失, 而 ^{40}Ar 也容易受大气氩的污染。

表生明矾石、黄钾铁矾常形成于含硫化物基岩遭受雨水溶液氧化的过程。因此, 对它们进行 K-Ar、Ar-Ar 法测年, 就可以确定化学风化过程中氧化前缘发展与时间的关系。1968 年, Shanin 等^[16]提出了用明矾石 K-Ar 法测年的可能性。后来有人用该法对一些低温矿床的矿化时间进行测定^[17,18]。Ashley 等^[19]用明矾石 K-Ar 法和蚀变岩石中锆石、磷灰石的裂变径迹测年法研究了美国内华达州 Goldfield 金矿的矿化时间。其中, 表生明矾石的 K-Ar 法年龄大致代表了含矿基岩第一次遭受氧化的时间; 裂变径迹法得到了成矿母岩的形成年龄。Bird 等^[20]首先用表生明矾石 K-Ar 法提供了西澳大利亚中部的红土剖面在早第三纪经历的强烈风化作用的证据, 指出南澳的欧泊矿形成于中新世的几次强烈的风化作用。Vasconcelos 等^[21]应用表生黄钾铁矾和明矾石 Ar-Ar 法对美国内华达州 Goldfield 矿的热液蚀变及表生氧化作用的研究, 表明热液蚀变发生于 20 Ma 以前, 美国西部普遍深入的风化作用是发生在晚中新世(大约距今 10 Ma), 这一结果与 Ashley 等^[19]的研究结论较为一致; 作者用同样的方法研究了西非红土形成时间及其风化作用, 指出这一地区较为普遍的氧化作用也发生于中新世(大约距今 13 Ma)。结合巴西、智利等地区的研究, Vasconcelos 认为中中新世到晚中新世, 存在全球范围的强烈风化作用事件, 之后全球气候逐渐变干燥, 气温下降^[21]。

锰钾矿被认为是强烈风化作用的产物, 是目前风化作用及风化剖面 K/Ar 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年的首选矿物。它是一种常见的表生矿物, 其化学通式为: $\text{K}_{1-2}\text{B}_3\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 其中 B 位置主要为 Mn^{3+} 、 Mn^{4+} , 也

常被 Fe^{3+} 、 Al^{3+} 、 Si^{4+} 等部分替代。该矿物具有独特的 2×2 隧道结构, 这种结构本身形成了一个相对封闭的微小系统, 使其比其它(开放性)结构的含钾矿物更有效地将钾和氩保存。锰钾矿在强烈风化作用形成的剖面中分布广泛, 在多数环境下也都较为稳定。过去通常认为软锰矿(MnO_2)是土壤中的锰结核、锰质枝状物及薄膜的主要成分; 随着各种高分辨率显微镜和光谱技术的应用, 发现它们主要由一些更为复杂的锰矿物构成, 如锰钾矿 $\text{K}_{1-2}\text{Mn}_3\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 、锰钡矿 $(\text{Ba}, \text{K})_{1-2}\text{Mn}_3\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 、钙锰矿 $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+})\text{Mn}_3\text{O}_{12} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 及水钠锰矿 $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Mn})\text{Mn}_3\text{O}_{14} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 等。目前锰钾矿被认为是风化壳剖面测年最具应用前景的一种测年矿物。早在 1966 年, Chukhrov 等^[22]首先用含钾锰氧化物 K-Ar 法进行了测年。Yashvili 等^[23]第一次成功地利用锰钾矿 K-Ar 法测定了亚美尼亚 Sevkar-Sariguykh 锰矿的年龄, 证实锰钾矿在风化过程中对放射成因的氩具有很好的保存性。尔后, 他又应用此法对北澳大利亚 Groot Eylandt 锰矿层进行了测年。1992 年以后, 由于激光探针 Ar-Ar 技术的建立和完善, 许多学者^[1,24-29]开始广泛使用该法对澳大利亚、巴西以及西非等国的风化成因锰矿床以及红土剖面的风化作用进行测年。他们的研究进一步说明了利用该法对风化作用进行直接定年的可能性。

Blaxland^[30]曾用全岩样品的 Rb-Sr 数据推算了一发育于花岗岩上的古风化壳的形成年龄, 认为其大约形成于 1 000 Ma 前。Clauer 和 Leprun^[15]详细研究了布基纳法索共和国一发育于花岗闪长岩上的风化剖面的 Rb-Sr 同位素。新鲜花岗闪长岩全岩的 Rb-Sr 同位素年龄约为 1.6 Ga, 小于 $1 \mu\text{m}$ 的粘土矿物(含高岭石、蒙脱石和伊利石)的等时线年龄约为 300 Ma, 而两个高岭石样品的等时线年龄都为 150 Ma, 后者基本能代表高岭石形成时的年龄, 但作者同时指出, 这一年龄还需其它独立的测年方法的检验。

3.2.2 稳定同位素法

已经发现深海氧同位素所记录的古气候变化与米兰科维奇周期的一致性; 一些学者先后建立了深海氧同位素气候地层年代表。这使人们认识到, 在某些情况下, 氧同位素完全可以用于计年。目前用于风化壳定年的同位素主要是风化成因的粘土矿物的氧同位素。研究认为, 氢同位素不适合于风化壳年龄的测定^[2,4]。Chivas^[31]最早提出了用稳定同位素($\delta^{18}\text{O}$)对澳大利亚风化(表土)层进行测年的可能

性。澳洲在大约 95 Ma 前从南极向北漂移。到目前为止,它横穿了一个较大的纬度温度带。研究指出,年平均气温是控制雨水氧同位素分馏的主要因素。风化层形成过程中,次生矿物与雨水的氧同位素可以达到平衡。因此,在澳洲北移的过程中,次生矿物氧同位素就可能有逐渐增加的趋势。Dutta^[32]对印度北部的 Raniganj 盆地次生矿物同位素的研究证实了这种效应的存在。稳定同位素测年的原理类似于古地磁法,首先通过对已知年龄(例如一些能用 K-Ar 法测年的玄武岩风化层)的风化产物(粘土矿物)的同位素进行分析,建立起风化层矿物稳定同位素随时间变化的标准曲线,再将未知年龄风化剖面的同位素(曲线)与之对比,从而获得估计年龄。Bird 等^[2,4]初步尝试用此法测定澳大利亚风化层年龄。他们根据风化层中高岭石的氧同位素变化,区分出 4 个大的风化成土期,即二叠纪早期($\delta^{18}\text{O}$ 为 $+6\text{‰}$ ~ $+10\text{‰}$)、晚中生代早期($+10\text{‰}$ ~ $+15\text{‰}$)、中第三纪早期($+15\text{‰}$ ~ $+17.5\text{‰}$)以及中第三纪晚期($+17.3\text{‰}$ ~ $+22.0\text{‰}$)。

3.3 风化速率法

包括化学元素迁移模型法、次生矿物增加速率法和溶蚀速率测年法;适用于较为年轻的风化壳的定年。

3.3.1 化学元素迁移模型法

赵其国等^[5]从 1984 年起,相继在热带、亚热带红壤生态实验站利用排水采集器等装置,通过系统的对红壤化学风化过程中的物质迁移及平衡的长期(到 1992 年已进行了 5~7 年)定位观察、测定,应用化学元素迁移的概念模型法,建立了土壤中硅的迁移模型参数,求得发育于不同母岩红壤的形成时间。按照模型计算(以硅为例),广东湛江玄武岩之上的红壤年龄为 0.3989 Ma,南昌梅花岭花岗岩红壤的年龄为 0.6203 Ma,江西余江砂岩红壤的年龄为 0.7852 Ma,发育于第四纪红粘土上的红壤年龄为 1.0126 Ma。黄镇国等^[33]实测的湛江玄武岩年龄为 0.7608 Ma。由于玄武岩喷出地表就开始风化,该红土剖面的年龄应接近玄武岩的喷发年龄,而赵其国等用硅的迁移模型计算出来的值(0.3989 Ma)却没这么大,这可能是因为在红土剖面形成的化学风化过程中,常常伴有机械剥蚀作用,使较早期形成风化产物已遭剥蚀,留下的仅为后期风化的部分。因此,利用硅的迁移模型计算出来的风化年龄还是接近真实的风化年龄,这也说明了该法对年轻风化壳测年的有效性。

3.3.2 次生矿物增加速率法

应用次生矿物的增长数量来确定第四纪地层的年代序列是一种有效的新的测年方法,已被成功地应用于确定土壤的形成年代^[6]。冯锦江等^[7]利用 X 射线分析结果,采用计算次生矿物含量的方法,初步确定了海南岛北部玄武岩残积型风化壳中次生矿物的增长速率,并根据玄武岩的喷出年代,建立了次生矿物增长数量与风化时间的回归方程。这样,琼北地区缺乏同位素年龄的其它玄武岩风化壳年龄就可以根据次生矿物含量用该方程求得。

3.3.3 溶蚀速率法

这种方法主要适用于对碳酸盐岩地区上覆土壤形成时间的估算。袁道先^[8]计算了广西贵港一碳酸盐岩风化壳中形成 1 m 土壤所需时间。若该区石灰岩溶蚀速率为 0.1~0.3 mm/a,则所需时间为 8.5~25 ka,而形成这个 10 m 厚的风化壳剖面就需要大约 0.85~2.5 Ma。王世杰等^[9]应用此法对黔中平坝剖面进行了计算,认为该 5~6 m 厚的剖面只需 4~5 Ma 就可以形成(溶蚀速率为 0.1 mm/a,且不考虑地表侵蚀作用),这一结论与该区地层时序基本一致。

4 问题与讨论

近二三十年以来,出现了多种风化壳剖面测年方法,并成功地应用于部分风化壳的测年研究中。尽管如此,各种方法仍存在一定局限性和需要解决的问题,概括起来主要有以下几方面:

(1)古地磁法:虽然该法在风化剖面测年中也已获得一些成功,但正如 Bird 指出的那样,风化剖面的磁化年龄与粘土矿物大量形成年龄的关系还不是很清楚。因此,用磁化年龄代表风化剖面的形成年龄还有待于深入研究^[2]。另外,与古地磁应用于具有沉积特征的地层剖面的测年一样,在用磁性剖面与标准地磁极性年表进行对比时,不能完全排除上下滑移差一个亚周期的可能,特别是风化时间不长、包含的地磁反转次数较少的研究剖面。此外,岩石风化过程中,有等体积与非等体积风化之分,在非等体积风化过程中常发生一定程度的膨胀或塌陷,使得已经形成的磁性矿物的保存状态受到扰动。因此,风化剖面中测得的剩磁极性并不能完全反映当时的真实情况,今后的应用中有待对此进行修正。

(2)同位素法:就风化剖面测年而言,粘土矿物同位素法应该是最好的方法,因为风化剖面的主要形成阶段,正是大量次生粘土矿物形成的时间,因此,用粘土矿物的形成时间代表风化剖面的形成年龄无疑是最合理的。但是,粘土矿物 K-Ar 法对风化剖面定年还有待于进一步完善。

由于明矾石通常是风化作用晚期的产物,故由它得出的 K-Ar、Ar-Ar 法年龄应代表风化作用的最小年龄。此法不能得出风化作用开始的年龄,甚至得不到风化作用主期的年龄。正如 Vasconcelos^[24] 指出的那样,明矾石和黄钾铁矾具有相对较高的溶解度,且常常与深成相物质共生,这就影响了它们的应用范围。但对缺乏其它测年方法或测年矿物,而却有这类次生矿物出现的风化剖面仍有一定参考价值。

用锰钾矿可在一个样品中同时进行 K/Ar 和 Ar/Ar 法测年,这就使得同一样品中的两个独立年龄可以进行对比,有利于精确年龄的测定。这种方法目前主要应用于古老地盾区的风化锰矿床或红土剖面的测年。它们都经历过长时间的风化作用,其中的锰钾矿的结晶度都较高、矿物颗粒较大,这使矿物易于鉴定和挑选。但年轻风化剖面 and 土壤中的锰钾矿含量较低、结晶度差、颗粒小。因此,利用该法对它们直接进行测年尚有一定难度,目前也未见有关报道。但综合来看,锰钾矿 K-Ar 和 Ar-Ar 测年法可能是目前风化作用及风化剖面定年的最好方法之一。

稳定同位素测年法是一种间接测年的方法,它的建立依赖于风化剖面的直接定年。然而直到最近,尚未找到十分理想的直接测定风化剖面年龄的方法。Bird 等^[4] 研究的所谓已知年龄剖面(如根据玄武岩的 K-Ar 法年龄得出的风化年龄),而正如他本人所述,只能提供风化作用最大年龄值,并不是风化作用的真实年龄。因此,他们建立的古氧同位素-时间标准本身就存在问题,这可能是稳定同位素法不能得到推广的主要原因。另外,由于氧同位素的分馏受到多种因素的影响,区域性较显著,建立的氧同位素标准很难适用于大区域,更不可能适用于全球范围。这就要求各个研究区都得建立自己的标准,而这标准的应用范围又是很局限的,且不说建立这些标准的难度。此外,目前从风化剖面样品中分选出较纯的单一粘土矿物的技术还不十分成熟。对一些风化时间较短、同位素变化较小的剖面,这种方法就更难于应用。近年来, Bird^[20] 也转而采用明矾石 K-Ar 法对风化剖面进行直接定年。

(3) 风化速率法: 化学元素迁移模型法和溶蚀速率法的一个共同一个假设前提是: 元素迁移强度(或岩石溶蚀速率)为一常数。而实际上,这些参数会随时间、气候、地形、地貌等因素的变化而异。次生矿物增加速率法将风化剖面中次生矿物的增加简化为

时间的函数,这相当于假定了气候因素、地形、地貌为一不变量,而实际情况中,同一地区的气候、地形、地貌在几万年来可能发生过极大的变化,更不用说几十、几百万年了。另外,这种方法很难推广到发育于非玄武岩的风化剖面;因为我们很难、甚至不可能知道那些岩石的风化年龄,也就更不可能建立起时间与次生矿物增长的回归方程。尽管这些方法都还有待于进一步的完善,但对于无法找到直接测年的风化剖面的定年仍有一定参考价值。

综上所述,近年来对风化作用及风化剖面的定年研究发展较快,许多学者用各种不同的方法进行了尝试,并取得了一些令人鼓舞的成就。但具体每一种方法都还存在一定的局限性,想通过一种方法得到风化壳较为准确的年龄是不太现实的。因此,必须依靠多种方法同时进行研究,方可对风化壳进行较为准确的年龄测定。另外,与世界许多处于稳定古老地盾的国家和地区相比,我国大部分地区受新构造运动影响强烈,风化剖面较薄、化学风化作用不连贯、持续时间不长。这就大大限制了诸如古地磁、氧同位素等测年方法的应用。另外,许多剖面中可用于测年的矿物结晶程度较低、粒度较细、含量较低,也加大了对这些矿物鉴定和挑选的难度。

参考文献:

- [1] Ruffet G, Innocent C, Michard A, *et al.* A geochronological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil[J]. G. C. A., 1996, 60: 2219 - 2232.
- [2] Bird M I, Chivas A R. Oxygen-isotope dating of the Australian regolith [J]. Nature, 1988, 331: 513 - 516.
- [3] Acton, and Kettles W A. Geologic and palaeomagnetic constraints on the formation of weathered profiles near Inverell, Eastern Australia [J]. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Plaeoecol. 1996, 126: 211 - 225.
- [4] Bird M I, Chivas A R. Stable-isotope geochronology of the Australian regolith[J]. G. C. A., 1989, 53: 3239 - 3256.
- [5] 赵其国. 我国红壤现代成土过程和发育年龄的初步研究[J]. 第四纪研究, 1992, (4): 341 - 351.
- [6] Colman S M, Pierce K L. Glacial sequence near McCall Idaho: Weathering rings, soil development, morphology, and other relative - age criteria[J]. Quaternary Research, 1986, 25: 25 - 42.
- [7] 冯锦江, 胡碧茹. 海南岛第四纪玄武岩风化壳中次生矿物转变与时间的关系[J]. 岩石学报, 1991, (3): 56 - 64.
- [8] 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆: 重庆出版社, 1988. 23 - 33.
- [9] 王世杰, 季宏兵, 欧阳自远, 等. 碳酸盐岩风化成土作用的初步

- 研究[J]. 中国科学(D辑), 1999, 29(5): 441-449.
- [10] Schmidt P W, Currey D T, Ollier C D. Sub-basaltic weathering, palaeomagnetism and the age of lateritization[J]. *J. Geol. Soc. Australia*, 1976, 23: 367-370.
- [11] Idrum M, Senior B R. Palaeomagnetic ages of late Cretaceous and Tertiary weathered profiles in the Eromanga Basin, Queensland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Plaeoecol.* 1978, 24: 263-277.
- [12] Schmidt P W, Prasad V, Rama P K. Magnetic ages of some Indian laterites[J]. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Plaeoecol.*, 1983, 44: 185-202.
- [13] Ambrosi J P, Chen Y. ESR dating for lateritic weathering: Preliminary approach[J]. *Chem. Geol.*, 1990, 84: 19-22.
- [14] Long L E, Agee J R. Rb-Sr dating of a paleosol, Liano uplift, Texas [A]. *Int Conf on Isotopes in sedimentary cycle* [C]. Obernai, France, 1995. 1.
- [15] Clauer N, Chaudhuri S. Clays in Crustal Environments, Isotope Dating and Tracing[M]. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1995, 60-104.
- [16] Shanin L L, Ivanov I B, Shipulin F K. The possible use of alunite in K-Ar geochronometry[J]. *Geokhimiya*, 1968, 1: 109-111.
- [17] Webb A W, McDougall I. The geochronology of the igneous rocks of Eastern Queensland[J]. *Geol. Soc. Aust. Jour.*, 1968, 15: 313-346.
- [18] Mehnert H H, Lipman P W, Steven T A. Age of mineralization at Summitville, Colorado, as indicated by K-Ar dating of alunite[J]. *Econ. Geol.*, 1973, 68: 399-401.
- [19] Ashley R P, Silberman M L. Direct dating of mineralization at Goldfield, Nevada, by potassium-argon and fission-track methods [J]. *Econ. Geol.*, 1976, 71: 904-924.
- [20] Bird M I, Chivas A R and McDougall I. An isotopic study of surficial in Australia 2. Potassium-argon geochronology [J]. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 1990, 80: 133-145.
- [21] Vasconcelos P M, Brimhall G H, Becker T A, Renne P R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa[J]. *G. C. A.*, 1994, 58: 401-420.
- [22] Chukhrov F V, Shanin L L, Yermilov L P. Feasibility of absolute-age determination for potassium-carrying manganese minerals [J]. *Int. Geol. Rev.*, 1966, 8: 278-280.
- [23] Yashvili L P, Gukasyan R K. Use of cryptomelane for K-Ar dating of manganese ore of the Sevkar-Sargyukh deposits, Armenia. *Dokl. Earth Sci. Sect.*, 1974, 212: 49-51.
- [24] Vasconcelos P M, Becker T A, Renne P R, *et al.* Age and duration of weathering by ^{40}K - ^{40}Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of potassium-manganese oxides[J]. *Science*, 1992, 258: 451-455.
- [25] Vasconcelos P M, Renne P R, Brimhall G H, Becker T A. Direct dating of weathering phenomena by ^{40}K - ^{40}Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of supergene K-Mn oxides[J]. *G. C. A.*, 1994, 58: 1635-1665.
- [26] Henocque O, Ruffet G, Colin F, Feraud G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating of West African lateritic cryptomelanes[J]. *G. C. A.*, 1998, 62: 2739-2756.
- [27] Henocque O, Moule E, Ruffet G, Colin F, *et al.* Paleogene ages of a lateritic pisolitic crust determined by Mn-oxides dating [A]. *Geochemistry of the Earth's Surface* [M], 1999 Balkema, Rotterdam. 45-48.
- [28] Dammer D, Chivas A R, McDougall I. Isotopic dating of supergene manganese oxides from the Grootte Eylandt deposit, northern territory, Australia[J]. *Econ. Geol.*, 1996, 91: 386-401.
- [29] Dammer D, McDougall I and Chivas A R. Timing of weathering-induced alteration of manganese deposits in Western Australia: Evidence from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating [J]. *Econ. Geol.*, 1999, 94: 87-108.
- [30] Blaxland A B. Geochemistry and geochronology of chemical weathering, Butler Hill Granite, Missouri[J]. *G. C. A.*, 1974, 38: 843-852.
- [31] Chivas A R. The climatic conditions during regolith formation: oxygen- and hydrogen-isotope evidence. In *Regolith in Australia: Genesis and Economic Significance* [M]. (Aust. Bur. Mineral Res. Rec., 1983, 27: 42-47.
- [32] Dutta P K. In search of the origin of cement in siliciclastic sandstones: an isotopic approach[J]. *Chem. Geol.*, 1985, 52: 337-348.
- [33] 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿, 等. 中国南方红色风化壳[M]. 北京: 海洋出版社, 1996. 171-177.

Review on the Dating of the Weathering Profiles

SUN Cheng-xing, WANG Shi-jie, LIU Xiu-ming, JI Hong-bing

(State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China)

Abstract: Weathering plays a significant role in the evolution of geochemistry of the Earth's surface and region environment. Precise dating of the weathering profiles may provide important information on these evolutions. However, direct dating of weathering events and profiles have been considered an international difficult problem. The dating methods of weathering crust has made great advances in last decades, such as dating by the $\delta^{18}\text{O}$ values of clay minerals, the K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar study of cryptomelanes, the chemical weathering rates, and so on. Some new important methods of dating weathering crust were introduced and reviewed in this paper.

Key words: weathering profile; dating; development review