

doi:10.3969/j.issn.1007-3701.2018.01.005

地球化学方法在化学风化作用和物源判别中的应用综述

张学敏, 岳琼申

Xuemin Zhang, Qiongshen Yue

(中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026)

(School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China)

摘要:元素和同位素地球化学方法除了常用于研究古气候、古生态和沉积环境, 现也广泛应用于化学风化和物源研究。虽然分析风化和物源的方法有多种, 但就原理及其应用条件等来说, 元素和同位素地球化学方法具有更广阔的应用前景。因此, 本文总结了主量元素(Al、Na、Fe、K、Si 和 Fe 等)、微量和稀土元素(La、Th、Zr 和 Sc 等), 以及同位素(^{235}U 、 ^{238}U 、 ^{204}Pb 、 ^{206}Pb 、 ^{147}Sm 和 ^{144}Nd 等)方法在化学风化和物源判别中的运用指标及其所代表的意义。结果显示, 由于影响沉积物化学成分的因素较多, 不同指标指示的意义可能会有所不同。因此, 沉积物的化学风化程度和物源判别需要根据沉积物实际的化学组成成分具体分析, 通过多种指标参数、判别图解和同位素定年的综合研究和相互验证才能得到更加直观和明确的结论。

关键字:主量元素; 微量元素; 稀土元素; 同位素; 风化作用; 物源

中图分类号: P595

文献标志码: A

文章编号: 1007-3701(2018)01-041-18

Zhang X M, Yue Q S. Review of the application of element and isotopic geochemistry in chemical weathering and provenance. *Geology and Mineral Resources of South China*, 2018, 34(1):41–58.

Abstract: Element and isotopic geochemistry methods have been widely used in studies of paleoclimate, paleoecology and sedimentary environment. Meanwhile, these methods are also widely used in estimating chemical weathering intensity as well as in analyzing provenance. In this study, we summarized the principles of major elements (Al, Na, Fe, K, Si, Fe, etc.), trace and rare earth elements (La, Th, Zr, Sc, etc.), and isotopic dating (^{235}U , ^{238}U , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{147}Sm , ^{144}Nd , etc.) methods in revealing chemical weathering and provenance. The results show that due to the large number of factors affecting the chemical composition of sediments, the significance of different indicators may be different. Therefore, the degree of chemical weathering of sediments and the identification of provenances need to be specifically analyzed depends on the actual chemical composition of the sediments. By the comprehensive research and mutual verification of multiple index parameters, discrimination diagrams and isotopic dating, the clear and intuitive conclusions could be obtained.

Key word: major elements; trace elements; rare earth elements; isotopic; chemical weathering; provenance

1 引言

元素地球化学不仅在古生态和古气候等领域得到广泛应用, 而且还是风化作用和物源判别的重

要手段, 随着现代分析测试技术的进步和分析精度的提高, 元素地球化学指标在沉积岩物源分析中的作用日益显著。元素地球化学指标主要分为主量元素、微量元素和稀土元素三大类。针对不同的沉积

收稿日期: 2018-1-17; 修回日期: 2018-2-26

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(41673003, 41472149)。

第一作者: 张学敏(1992—), 女, 硕士研究生, 环境科学专业, 主要研究辽西早白垩统义县组地层的元素地球化学特征, E-mail: zhangxm_jy@163.com.

过程,不同元素的指标具有不同的指示意义。除此之外,同位素定年在物源判别中的应用在近些年来越来越广泛,值得我们进一步关注和研究。

碎屑沉积岩的化学成分是不同的变量经过复杂的相互作用得出的结果,包括了源岩的性质、源区的风化、分选、沉积和成岩作用等。因此,沉积岩的化学成分不仅能反映源区特征,同时还可以反映其形成时的气候条件等^[1-3]。到目前为止,国内外已经大量地使用元素指标、判别图解和同位素定年方法来开展沉积物源的相关研究工作,但是有些学者对主量元素的指示结果存在一定质疑,相对来说对微量和稀土元素的指示作用的认可和信任度更高^[4-5]。另外,由于不同指标的指示意义和应用范围并不完全相同,因此需要根据研究对象选择多个指标,并结合其他沉积信息进行综合验证。因此,本文总结了相关研究应用中的多种指标和判别图解,以供大家选择和参考。

2 主量元素

2.1 风化与分选作用

众所周知,矿物和沉积物的化学组成变化与气候息息相关。而沉积物在大部分情况下都会遭受不同程度的沉积前和沉积后的化学风化作用,且化学风化作用会强有力地影响硅质碎屑沉积物的矿物学特性和主要元素的成分^[6-7]。因此,岩石的化学组成可以提供与源区风化条件和运输过程中的再循环作用有关的重要信息。

源岩的化学风化程度会受到源岩的组成成分、风化作用的持续时间、气候条件和源区构造上升速度的影响^[8]。在上地壳,大约有75%的不稳定物质是由长石和火山玻璃组成的。这些物质最终会引起粘土矿物的形成^[9]。而在化学风化作用期间,Ca、Na和K元素会大量从中移除,因此,这些存在于土壤剖面 and 沉积物中的主量元素含量成为判别化学风化强度的敏感指标^[10]。少数风化指标需要通过大量稳定和不安定的氧化物(Na_2O 、 CaO 、 K_2O 和 Al_2O_3)的含量来计算。已知的风化指标有:化学蚀变指数(CIA;chemical index of alteration)^[9]、成分变异指数(ICV:index of compositional variability)^[10]、斜长石蚀变指数(PIA:plagioclase index of alteration)^[9]、化学风化指数(CIW:chemical index of weathering)^[13]

和 $\text{A-CN-K}(\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O})$ 三角图等^[11]。

Wedepohl估计上地壳约含有21%(体积分数)的石英、41%的斜长石和21%的钾长石。由于石英的稳定性极高,几乎不发生化学溶解作用,所以在上地壳遭受化学风化的过程中,最重要的变化就是长石矿物的分解和伴随而来的粘土矿物的形成。随着Na、K、Ca等碱金属元素在化学风化过程中以离子形式随地表流体逐渐流失, Al_2O_3 在风化产物中所占的摩尔分数越来越大。据此,Nesbitt和Young^[11]提出了化学蚀变指数(CIA),用于定量研究碎屑岩物源区岩石的化学风化程度,其表达式为: $\text{CIA} = \frac{n(\text{Al}_2\text{O}_3)}{n(\text{Al}_2\text{O}_3) + n(\text{CaO}^*) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})} \times 100$ (CaO^* 指的是CaO仅仅存在于硅酸盐中的数量^[9], n 指摩尔分数)。

表1总结了一些常见矿物和岩石的CIA值^[14],未经化学风化的沉积岩的CIA值接近长石矿物的CIA值(50),而化学风化作用彻底的沉积岩的CIA值接近高岭石的CIA值(100)。CIA值越大反映了不稳定阳离子相对于稳定的残留成分的优先移除越彻底,表明岩石经受的化学风化程度越严重。该指数监测着斜长石和钾长石向粘土矿物的逐渐变化,且具有广泛的适用性,主要就是因为长石是上地壳的主要矿物。但是,当存在K的交代作用时,因为K的富集会导致CIA值变小,同时粘土矿物的丰度也是影响CIA指标的重要因素之一,所以在运用该指标时需要特别注意^[14-15]。另外,根据表1列出的一些岩石的CIA值可以看出沉积岩的CIA值与物源区的气候有一定的关系,干冷气候下的沉积物CIA值较低,而湿热气候下的沉积物的CIA值较高,这反映了不同气候条件下的化学风化作用程度不同^[16]。

基于上述钾的“问题”,Harnois提出了一种新的风化指数—化学风化指数^[13](CIW),其公式为 $\text{CIW} = \frac{n(\text{Al}_2\text{O}_3)}{n(\text{Al}_2\text{O}_3) + n(\text{CaO}^*) + n(\text{Na}_2\text{O})} \times 100$ (CaO^* 指的是CaO仅仅存在于硅酸盐中的数量, n 指摩尔分数),值越高表明样品受到的化学风化作用越强。它与CIA相同,只是它从等式中消除了 K_2O 。需要注意的是,这种简单的转换并不能解释所研究材料中与钾长石有关的Al。因为这种方法利用的是总Al量,而未校正钾长石中的Al,所以最后计算的CIW值是有误导性的。当利用该公式计算含钾长石丰富的岩石时,不论是否存在化学风

化作用,都会产生非常高的值。随后 Fedo 等人利用未风化的钾质花岗岩和新鲜的钾长石进行验证^[9],发现它们的 CIW 值分别为 80 和 100,与残留的化学风化产物的值相似。很显然,使用 CIW 计算来量化与富含 Al 岩石的化学风化强度是不合适的。所以当需要监测单独的斜长石风化时,可以使用斜长石蚀变指数(PIA)来评估,表达式为 $PIA = \frac{[n(Al_2O_3) - n(K_2O)]}{[n(Al_2O_3) + n(CaO^*) + n(Na_2O) - n(K_2O)]} \times 100$ ^[17]。PIA 的方程修改于 CIA 方程,其值反映的是在源区风化作用、河流运输、沉积和成岩作用过程中斜长石的破坏强度。值越高表示源区的风化程度越强,反之越弱。

除此之外,还有结果发现,上述提及的变异指数针对钙含量波动较大的样品并不能得出合理的结果。因此,为了避免 CaO 对结果造成的误导,Cullers 将 CaO 从公式中移除^[18],重新定义了化学风化指数公式来计算 CaO 含量高的样品的化学风化程度。计算公式为: $CIW' = \frac{n(Al_2O_3)}{[n(Al_2O_3) + n(Na_2O)]} \times 100$ (n 指摩尔分数),其值的变化范围是从 50(未风化沉积物)到 100(强风化沉积物)。

氧化物的比例可以用来表征样品之间的差异。粘土矿物和非粘土硅酸盐矿物的区别是氧化铝的比例截然不同。因此,根据这一原理提出的成分变异指数(ICV)成为判别沉积物再沉积作用的良好指

标,其表达式为: $ICV = \frac{[n(Fe_2O_3) + n(K_2O^*) + n(Na_2O) + n(CaO^*) + n(MgO) + n(MnO) + n(TiO_2)]}{n(Al_2O_3)}$ (其中 $n(CaO^*)$ 是指硅酸盐中的 $n(CaO)$, $n(K_2O^*)$ 为校正后的 $n(K_2O)$,即初始的 $n(K_2O)$,n 指摩尔分数)^[12]。公式中 SiO_2 被排除可以消除石英稀释的问题。随着风化进程,长石转化为含铝粘土,从而使得 ICV 的值降低。因此,ICV 的值可以用于描述源岩的类型和评估岩石或者矿物成分的成熟度^[15,18]。非粘土类的硅酸盐矿物相对于粘土矿物具有更低的 Al_2O_3 含量,因而 ICV 值更高(表 2)。含有大量非粘土类硅酸盐矿物的低成分成熟度的细碎屑岩的 ICV 值大于 1。相反,含有大量粘土矿物的高成分成熟度的细碎屑岩的 ICV 值小于 1^[12]。此外,ICV 值大于 1 还可以代表构造活动带的首次沉积和具有丰富的相对未风化的碎屑矿物;ICV 值小于 1 通常代表克拉通非活动性环境下的沉积,有时也可能是强化学风化条件下的首次沉积^[18]。如 Armstrong-Altrin 等利用该方法对墨西哥南部 Manzanillo 和 El Carrizal 的沙滩区的沙子进行 ICV 计算,MN(1.12 ± 0.12)和 CAR(1.23 ± 0.16)的 ICV 值表明其风化程度较低,并且可能源于高峻地形源区^[19];屈李华等研究的北美塘康鲁组沉积岩样品的 ICV(0.74–2.54)反映了绝大数碎屑岩样品来源于不成熟的物质源区,少量样品含有较多的粘土矿物,遭受强烈的风化作用^[20]。

在上述公式中提及的 $n(CaO^*)$ 在现阶段研究中已被更正^[19,21],更多地是统一按照以下方式进行换算:如果 $n(CaO) < n(Na_2O)$, $n(CaO)$ 近似等于 $n(CaO^*)$;如果 $n(CaO) > n(Na_2O)$,则 $n(CaO^*)$ 假设等于 $n(Na_2O)$ 。

相对于简单的主量元素指标来说,许多学者更

表1 部分矿物和岩石的CIA值^[14]
Table 1 CIA values of the some minerals and rocks^[14]

矿物 / 岩石	CIA 值
钠长石	50
钙长石	50
钾长石	50
白云母	75
伊利石	75–85
蒙脱石	75–85
绿泥石	100
高岭石	100
平均上地壳	50
更新世冰渍石(基质)	50–55
更新世冰川粘土(冰水沉积)	60–65
黄土	65–70
平均页岩	70–75
亚马逊泥岩	80–90
残留黏土	85–100

表2 不同硅酸盐矿物的ICV值^[12]
Table 2 ICV values of the different silicate minerals^[12]

矿物 / 岩石	CIA 值
高岭石	0.03–0.05
蒙脱石	0.15–0.3
白云母、伊利石	0.3
斜长石	0.6
碱性长石	0.8–1
黑云母	8
辉石、角闪石	10–100

喜欢结合 A-CN-K 三角图来评估沉积物的化学风化趋势^[15-16,22-23]。而且, CIA 值和 A-CN-K 三角图相结合可以更有效地评估碎屑沉积物的化学风化、运输、成岩、变质作用和源区组成。特别是, 如果大范围的页岩和共存砂岩的组成成分可被绘制出来, 则平均源岩的组成成分和交代作用就可以通过 CIA 值和 A-CN-K 的组成空间推断出来。

根据元素的活性, 风化作用的总体过程可分为早期去 Na、Ca 阶段, 中期去 K 阶段和晚期去 Si 阶段^[24]。风化的早期阶段是以斜长石的风化为标志, 进行了脱 Na、Ca 的过程, 风化产物以伊利石、蒙脱石和高岭石为特征, 风化趋势线平行于 A-CN 连线并指向 A (如图 1)。根据该图, 黑色虚线箭头表示不同火成岩的风化趋势。蓝色实线箭头代表实验研究区展金组的沉积岩风化趋势线。展金组样品主要落在长石连接线的左侧, 且其风化特征包括斜长石分解成粘土矿物, 和总体风化趋势与 A-CN 侧平行, 从而表明风化过程对岩石成分的影响大于成岩作用和变质作用^[25]。

当风化趋势线平行于 A-K 连线, 表明风化作

用进入以钾长石和伊利石风化为标志的中级阶段, 进行脱 K 化过程, 风化剖面中斜长石全部消失。以图 2 为例, 中西部地中海阿尔卑斯山脉的中生代砂岩成分沿 A-CN-K 图的 A-K 连接线, 在白云母、伊利石和钾长石之间散落和聚集, 表明埋藏过程中成岩作用的 K 富集^[15]。一般来说, 钾富集可能与 2:1 富钾粘土矿物的新形成有关, 或与富含钾的沉积后流体的存在有关。在这些情况下, 体系中的 K 富集都会导致 CIA 值突然下降, 因此应谨慎使用 CIA 指标。

在风化作用的晚期阶段中, 风化产物以高岭石—三水铝石—石英—铁氧化物组合为特征^[26], 落于 A 点附近, 进行脱 Si 过程。在理想状态下, 沉积物的风化作用是沿着平行于 A-CN 或者 A-K 的方向进行, 若沉积物的趋势线与理想风化趋势线产生偏离, 且偏离越大则说明交代作用越强烈 (如图 1 所示)。Velasco-Tapia 等利用圣费利佩火山灰层样品在 A-CN-K 三角图中显示出风化趋势^[27] (见图 1 红色实线箭头), 其组分向着 Al_2O_3 顶点移动, 代表与火山有关的斜长石和钾长石分解期间溶液中碱

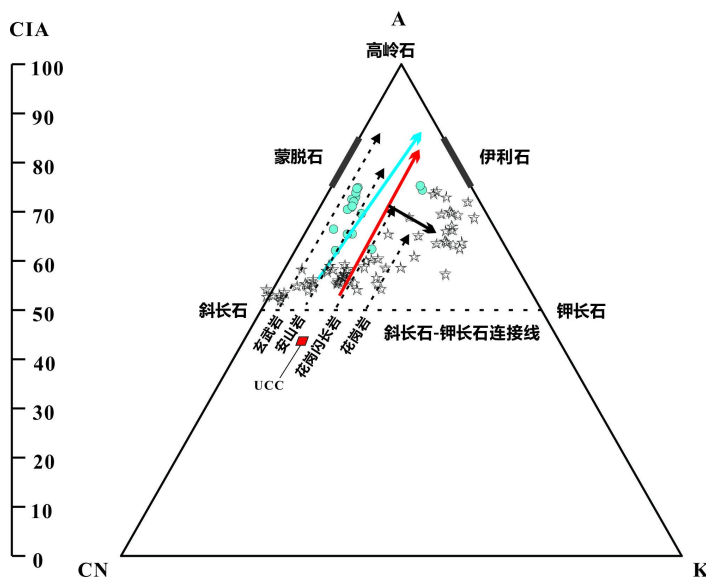


图1 A-CN-K示例图;蓝色圆点代表展金组沉积岩(修改自^[25]),蓝色实线箭头代表展金组样品的风化趋势;五角星代表圣费利佩火山灰层样品(修改自^[27]),红色实线箭头代表了圣费利佩火山灰层样品的风化趋势,黑色实线箭头代表了圣费利佩火山灰层样品的K交代作用;黑色虚线箭头表示不同火成岩的风化趋势。

Fig.1. An example graph of A-CN-K. The blue dots represent the Zhanjin Formation sedimentary rocks (modified from ^[25]), and blue solid arrows represent the weathering trends of the Zhanjin Formation samples. Pentagrams represent the San Felipe altered ash-layers samples (modified from ^[27]), and red solid arrows represent the weathering trend of the samples of the San Felipe volcanic ash, and black solid arrows represent the K metasomatism of the San Felipe volcanic ash samples, and black dotted arrows represent the weathering trends of different igneous rocks.

和 Ca 的去除,并且风化趋势偏差可能与成岩作用或 K-交代作用有关(见图 1 黑色实线箭头)。钾的交代作用主要表现为:一种是高岭石通过与孔隙水中的 K^+ 反应生成伊利石,外来的 K^+ 加入其中。另一种是原沉积物中的 Na^+ 、 Ca^{2+} 被流体带来的 K^+ 所替代,这两种交代作用都会使得样品趋势偏离理想风化趋势线。通过大量沉积物的三角图对比发现钾的交代作用是普遍存在的,典型地包括高岭石(残留风化产物)通过与 K^+ 孔隙水反应向伊利石转化^[28]。

2.2 物源

许多研究者已经证明,硅质沉积岩的化学成分与其源区有关,这一原理已被用来表征所研究的沉积岩的组分主要来自其源岩。在前人的研究中,已经提出了几种基于主量元素的数量关系和判别图来推断沉积岩的物源。

Al_2O_3 和 TiO_2 具有较强的陆源性指示意义,尤其是当其为火成岩时^[29-30]。经过 Hayashi 等证明,砂岩和泥岩中的 Al_2O_3/TiO_2 的比值与其母岩的该比值几乎一致^[31]。在正常的火成岩中,Al 元素主要存在于长石,相对稳定,不易迁移。而 Ti 元素存在于铁镁质矿物(如橄榄石、辉石、角闪石、黑云母和钛铁矿)中,且两者分馏均不明显。所以 Al_2O_3/TiO_2 的比值越高则表明陆源物含量越丰富^[32]。 Al_2O_3/TiO_2 的不同比值范围对应着不同的物源:就火成岩而言,由 Poldervaart 提出的从 3 增加到 8(SiO_2 含量从 45 到 52wt.%),表明其为铁镁质火成岩;从 8 增加到 21(SiO_2 含量从 53 到 66wt.%),表明其为中性火成岩;从 21 到 70(SiO_2 含量从 66 到 76wt.%),表明其为长英质火成岩^[33]。Girty 等^[34]做了进一步的总结:如果沉积物的母岩来自镁铁质岩,那么沉积物的 $Al_2O_3/TiO_2 < 14$;而如果当沉积物的母岩来源于长英质岩,沉积物的 Al_2O_3/TiO_2 的值在 19~28 之间。正常火成岩中的 SiO_2 含量可以由其 Al_2O_3/TiO_2 的比值通过下面的等式来计算出: $SiO_2(wt\%) = 39.34 + 1.2578 (Al_2O_3/TiO_2) - 0.0109 (Al_2O_3/TiO_2)^2$ 。其中 Al_2O_3/TiO_2 比值是这些氧化物的重量比。然而,一些超镁铁质岩石(例如科马提岩)的 Al_2O_3/TiO_2 比值偏离了上述趋势,它们具有比正常镁铁质岩石高得多的 Al_2O_3/TiO_2 比值。因此这就需要限制的前提条件是:(1) 源区的超基性岩石的丰度较低;(2) Al_2O_3/TiO_2 的比值在源岩的风化作用和碎屑沉积物的运输、沉积和成岩作用期间没有明显的变化。该指标

已经被广泛运用,如范翔等利用该方法和其他指标判断出淮南泥质岩的母岩以长英质为主,少量含铁镁质岩石^[35];Song 等证明了老黑山盆地下白垩统穆棱组 K_1ml^2 样品来自于长英质和中性火成岩^[22]。

在风化作用中提及的 A-CN-K 三角图不仅可以判断沉积物的风化作用,同时也是判断沉积岩物源的方法之一^[9]。在 A-CN-K 三角图中,许多风化样品会呈现出一条与 A-CN 连接线近似平行的趋势线。当没有 K 的交代作用时,该条线性趋势线会与长石连接线交于一点,该点代表了源岩中的钾长石和斜长石的比例,这个比例可以用来很好地指示源岩的类型。当存在 K 的交代作用时,它们通常会偏离理想风化趋势线。但该条趋势线与长石连接线的交点可能表示的是源岩的组成。因为随着主粘土物质质量的减少,粘土中的 K 元素添加物的量必然会降低。如图 2, Yang 等利用 A-CN-K 进行了准噶尔盆地的石炭纪沉积岩的物源判断^[16],图中 LCR 落点于辉长岩(1)-花岗闪长岩(3)的趋势间,而 UCR 样品则与花岗闪长岩(3)-花岗岩(4)的风化趋势平行。这表明 LCR 来源于基性-中性岩石。根据地球化学分析,UCR 只经历了轻微的 K 交代作用,可能来自长英质-中性源岩。除此之外,还有 Huang 等利用 A-CN-K 三角图证明了下江群的物源接近于英云闪长岩而不是花岗闪长岩,和长安、富禄和南沱组的物源均匀接近花岗闪长岩^[36];赵英利等利用此方法指示了大兴安岭中南段二叠纪两组砂岩物源区母岩应以具英云闪长岩和花岗闪长岩等岛弧性质的岩浆岩系列为主^[37]。

Roser 和 Korsch 选择了来自新西兰杂砂岩岩层的砂岩和泥岩进行研究^[38],它们代表了四个不同的物源组,分别是:P1—铁镁质(首次循环的玄武岩和较少的安山质碎屑岩);P2—中性(主要是安山质碎屑岩);P3—长英质(酸性深成岩和火山碎屑岩)和 P4——再循环(成熟的多环石英碎屑岩)。由于物源不同,各物源组之间会进行主量元素成分的对比。随着岩石的演化(P1-P3)和沉积岩的成熟(P4),从 P1 到 P4: SiO_2/Al_2O_3 和 K_2O/Na_2O 的比值增加, $Fe_2O_3^T+MgO$ 值降低。某部分的氧化物或比值变化图对每个物源是区分开来的,但是由于大量成分变化随着晶粒尺寸的减小而出现相当大的重叠(如图 3)。

因而 Roser 和 Korsch^[38]提出了非标准判别函数

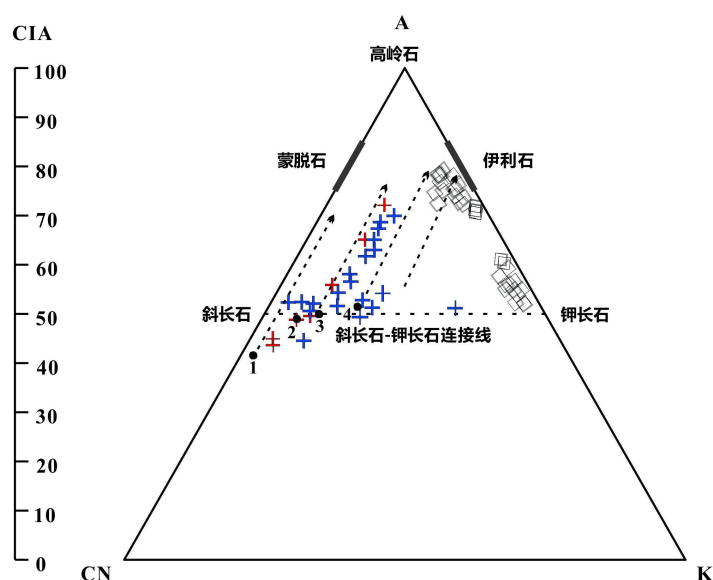


图2 A-CN-K三角判别图;正方形代表了中西部地中海阿尔卑斯山脉的中生代砂岩样品(修改自[15]),十字架代表了准噶尔盆地的石炭纪沉积岩样品(红色—LCR,蓝色—UCR;修改自[16]);黑色虚线箭头表示不同火成岩的风化趋势;1-辉长岩,2-石英闪长岩,3-花岗闪长岩,4-花岗岩。

Fig. 2 Ternary A - CN - K plot of the sandstone samples. The squares represent the Mesozoic sandstone from Western-Central Mediterranean Alpine Chains (modified from [15]), and the crosses represent the Carboniferous sedimentary samples from the Junggar Basin (red - LCR, blue - UCR; modified from [16]), and black dashed arrows indicate weathering trends for different igneous rocks; 1-Gabbro, 2- Tonalite, 3-Granodiorite, 4-Granite.

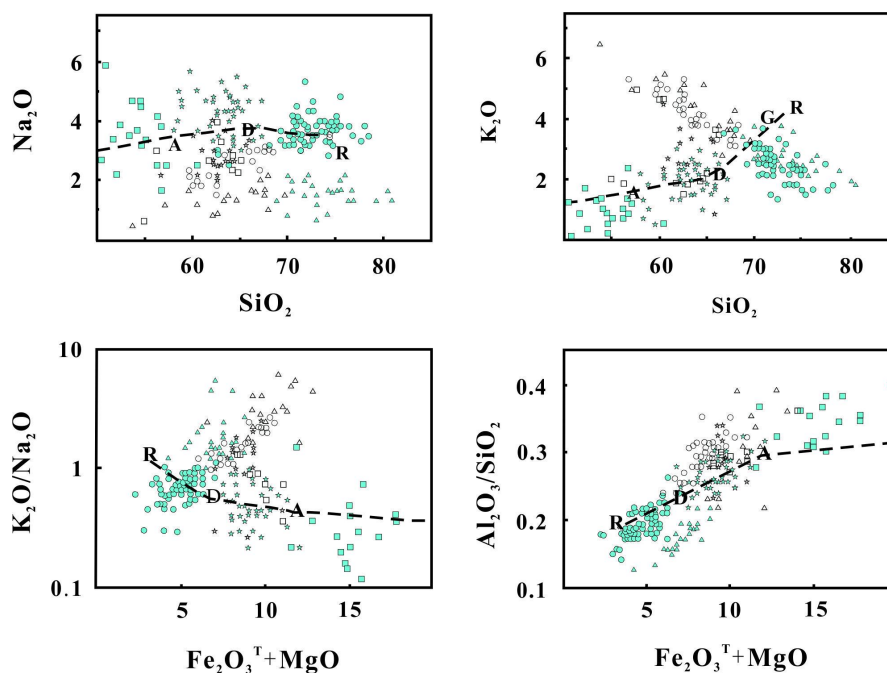


图3 新西兰四个物源组的氧化物比值变化图(修改自[38]),标志:正方形=P1,五角星=P2,圆形=P3和三角形=P4.空心为泥岩样品,实心为砂岩样品.A、D、R和G分别代表安山岩,英安岩,流纹岩和花岗岩的平均成分。

Fig.3 The oxide ratios variation diagrams for New Zealand sediments from the four provenance groups (modified from [38]). Symbols: squares=P1; pentagrams=P2; circles = P3; triangles = P4. Open symbols are argillites, filled sands. A, D, R and G are average compositions of andesite, dacite, rhyolite and granite, respectively.

(Discriminant function, 简称 DF)。通过使用 Al_2O_3 、 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 的判别函数分析,几乎消除了这种重叠,并且这两个公式可以将四组物源进行有效的分离(如图 4)。该判别函数的公式是基于许多稳定和易移动元素的氧化物浓度。计算公式如下:

$$\text{DF1} = (-1.773 \times \text{TiO}_2\%) + (0.607 \times \text{Al}_2\text{O}_3\%) + (0.76 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}\%) + (-1.5 \times \text{MgO}\%) + (0.616 \times \text{CaO}\%) + (0.509 \times \text{Na}_2\text{O}\%) + (-1.22 \times \text{K}_2\text{O}\%) + (-9.09);$$

$$\text{DF2} = (0.445 \times \text{TiO}_2\%) + (0.07 \times \text{Al}_2\text{O}_3\%) + (-0.25 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}\%) + (-1.142 \times \text{MgO}\%) + (0.432 \times \text{Na}_2\text{O}\%) + (1.426 \times \text{K}_2\text{O}\%) + (-6.861)。$$

该方程同样用澳大利亚、太平洋边缘和新西兰其他的沉积岩层等样品数据进行检验(如图 5),其结果表明这种判别函数方法均是可行的,且在很大程度上确保了物源判别与颗粒大小无关。不过该方法只适用于缺乏显著生物成分的岩石,或者适用于那些可以对生物成分的输入进行校正的岩石。并且是在构造背景已知的前提条件下,才能对沉积物的物源进行定性判断^[39]。

研究区域样品的非标准判别函数得分将会绘

制在判别图的铁镁质(P1)、中性(P2)、长英质火成岩(P3)和石英沉积物源(P4)四个区域中,所落区域即为该沉积物的物源。该方法已经得到广泛运用,比如 Pandey 和 Parcha 利用函数判别图判别出印度斯皮蒂盆地的晚寒武纪沉积物的样品主要位于石英岩沉积物源区,少数为长英质火成物源^[40];Nagarajan 等判断出婆罗洲西北部新第三纪的 Lambir 和 Sibuti 组碎屑沉积物来源于石英沉积物源^[41]。

3 微量和稀土元素

3.1 风化与分选作用

判别沉积物的风化作用除了上述的主量元素方法外,还有一些微量元素判别方法。McLennan 提出了 Th/U 与 U 的判别图^[2](图 6a)。Th 元素几乎不溶且稳定。相对于 Th 元素,U 元素更容易在风化和再循环作用中移动。在大多数情况下,氧化条件下的风化和沉积循环作用通常会导致 U^{4+} 氧化成 U^{6+} , U^{6+} 更易溶解。在沉降过程中 U 元素的溶解和流失,从而提高了 Th/U 比值,尤其是对于重矿物不太可能成为复杂成分的页岩。所以,Th/U 比值被认为是

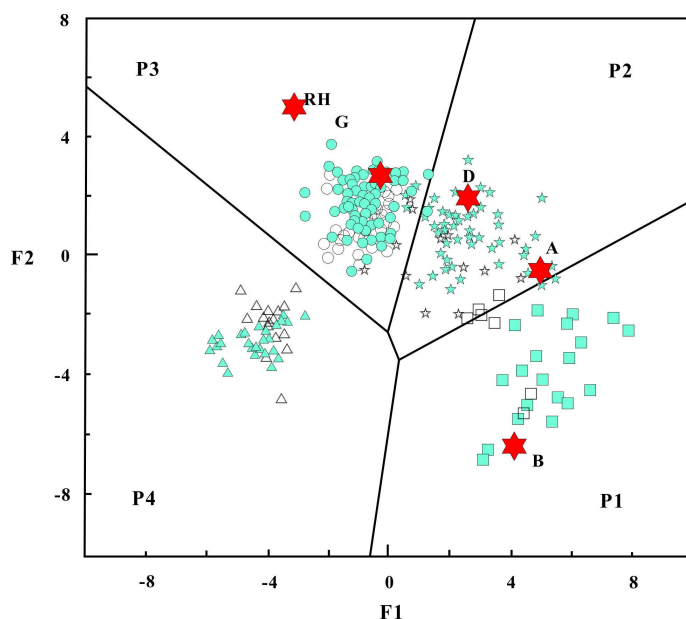


图4 新西兰沉积物的DF判别公式分类图(n=248,修改自[38]).标志:正方形=P1,五角星=P2,圆形=P3和三角形=P4。空心为泥岩样品,实心为砂岩样品.B、A、D、R、RH和G分别为玄武岩,安山岩,英安岩,方英石,流纹岩和花岗岩的平均成分。

Fig. 4 Classification plot of function 1 (F1) and function 2 (F2) for the New Zealand sediments (n=248, modified from [38]). Open symbols are argillites, filled greywackes. Squares=P1; pentagrams=P2; circles=P3; triangles=P4. B, A, D, R, RH and G are average compositions of basalt, andesite, dacite, rhyodacite, rhyolite and granite, respectively.

风化和沉积物再循环作用的很好指标。 Th/U 的比值大于 3 通常表示受风化的影响,而 Th/U 的比值小于 3 则需要根据物源来解释^[42-43]。上地壳岩石的 Th/U 的比值平均大约为 3.8,在地幔衍生的火山岩中 Th/U 的比值通常较低^[1]。

如图 6a 所示,中国北山二叠纪浊积岩的柳园样品的 Th/U 比值低于 UCC 值,而黑山口样品则超过 UCC 值,且分布在风化趋势线两侧。这表明了柳园砂岩来源于风化程度较低的源岩,而黑山口砂岩遭受了风化作用的影响^[44]。

沉积岩除了受到风化作用外,分选作用也尤为重要。矿物分选通常倾向于以粘土矿物为代价增加

非粘土碎屑矿物的丰度,因而会改变某些元素的丰度^[45]。沉积物的分选过程可以通过一些岩石学方法来检验,最直接的方法是评估沉积物的纹理成熟度,使用特征粒度、形状以及矿物学等指标,而沉积岩的化学成分也有助于评估沉积分选的影响。由于许多重矿物被大多数沉积岩中微量元素所控制,因此可以评估沉积物分选过程中重矿物浓度的作用。McLennan 利用了 Th/Sc 与 Zr/Sc 图(图 6b)来区分对比源区成分和沉积过程中的碎屑沉积岩的成分变化,还有沉积物分选和再循环作用的影响^[2]。 Th/Sc 比值可以有效地指示火成岩化学分异过程,因为 Th 元素是典型地不相容元素,而 Sc 元素在火成

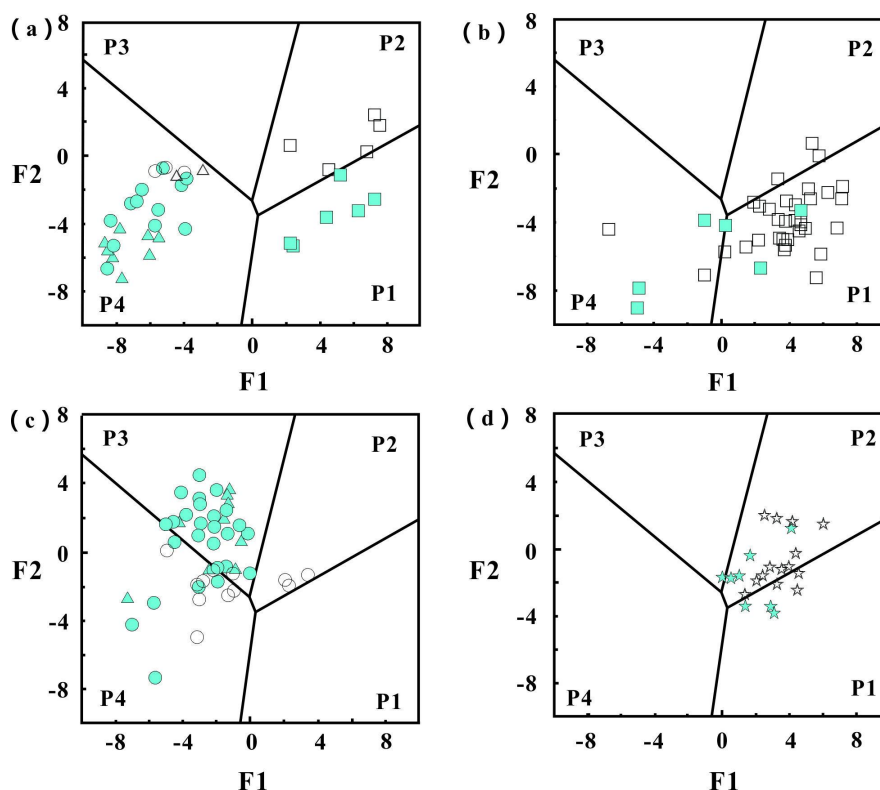


图5 沉积物序列的判别图(修改自[38])

a: 澳大利亚沉积岩. 正方形=砂岩(实心= $<57\% \text{SiO}_2$, 空心= $>57\% \text{SiO}_2$; $n=10$), 三角形=志留纪杂砂岩和页岩, 圆形=奥陶纪杂砂岩和页岩(空心= $<70\% \text{SiO}_2$, 实心= $>70\% \text{SiO}_2$; $n=25$); b: 所罗门岛和伍德拉克岛的海底沉积物: 实心正方形=砂岩, 空心正方形=泥岩($n=47$); c: 加利福尼亚的长石砂岩和页岩: 实心圆=圣伊内斯长石砂岩, 空心圆=页岩, 实心三角形=索尔顿砂岩; d: 阿拉斯加砂岩: 实心五角星=科迪亚克组 and 裂片, 空心五角星=Uyak 复合体。

Fig.5 Discriminant plots for sedimentary suites (modified from [38])

a. Australian sedimentary rocks: Squares= sandstones (filled = $<57\% \text{SiO}_2$, open squares = $>57\% \text{SiO}_2$; $n=10$), triangles=Silurian and circles=Ordovician greywackes and shales (open symbols = $<70\% \text{SiO}_2$, filled = $>70\% \text{SiO}_2$; $n=25$). b. Sea-floor sediments from the Solomon Islands and Woodlark Basin: filled squares = sands, open squares = muds ($n=47$). c. Californian arkoses and shales: Filled circles=Santa Ynez arkoses; filled circles=Santa Ynez arkoses, open circles = shales, filled triangles = Salton sands. d. Alaskan sandstones: filled pentagrams=Kodiak Formation and Kodiak Slivers, open pentagrams = Uyak complex.

岩系统中是典型地可共存元素。相反地, Zr/Sc 是锆石富集的有用指标: Zr 元素强富集在锆石中, 而 Sc 元素虽不富集, 但通常保留与其他 REE 类似的物源特征^[2]。

Th/Sc 和 Zr/Sc 的比值在初始沉积循环的沉积岩中显示出明显的正相关关系, 而在经历强烈分选和再循环的沉积岩中, Zr/Sc 比值大幅度增加, 但 Th/Sc 比值没有显著变化^[25]。所以就产生了 Th/Sc 和 Zr/Sc 的二维变量图中的两条趋势线(图 6b)。若样品的分布沿着趋势线 1 则表示沉积物直接来源于源岩; 若样品的分布沿着趋势线 2 则表示沉积物在沉积过程中受到分选作用或者再循环作用的影响, 作用的结果是使得 Zr 元素在沉积物中优先富集。从图中可以看出, 所有坦桑尼亚东北部新元古代 Ikorongo 群的页岩样品近乎平行的聚集在趋势线 1, 表明了样品成分的均匀性和受重矿物分选的影响较小。另一方面, 粉砂岩呈现出两种趋势, 一些样品沿着趋势 1 进行分布, 这表明受矿物分选的影响较小, 另一些则沿着趋势 2 绘图, 这表明沉积物再循环和分选作用积累了重矿物^[45]。

沉积物再循环作用也可以通过 Rb/Sr 比值来判别, 这是由于风化和成岩作用会经常导致 Rb/Sr 比值的明显增加。主要是因为 Rb^+ (一种大的碱性微量元素) 比较小的 Sr^{2+} 更容易保留在粘土的交换位置上, Rb/Sr 比值的这一主要特征为评估风化和再循环作用提供了可能^[16,19]。

沉积岩的风化作用指标同时也为源区的构造活动和气候条件提供了有用的信息。风化程度的增加可能意味着构造活动性的降低或气候朝温暖潮湿条件变化^[46]。

3.2 物源

先前的研究显示稀土元素(REEs)、 Th 、 Sc 和高场度元素(HFSE)可以用于判别源区的碎屑沉积岩成分。因为这些元素在水中的停留时间比较短, 因而会快速转移到沉积物中, 且在成岩过程中几乎不发生元素的移动^[2,47]。例如, Eu/Eu^* 、 La/Co 、 La/Sc 、 Th/Sc 、 Th/Co 和 Cr/Th 等广泛用于判断源区的物源成分。这是因为 REE、 Th 和 La 元素在长英质火成岩中的富集程度比在基性岩中要高, 然而, Co 、 Sc 和 Cr 元素在铁镁质火成岩中的含量高于长英质火成岩和它们的风化产物^[48-49]。若来自于不同地区的总体元素比值之间存在一些显著差异, 则表明源岩在沉积物组成上有一定的局部控制作用^[44]。

就 REE 配分模式而言, 它在页岩中的分布不仅可以用于表征源地形, 还可以用于推断沉积岩的物源。因为基性岩含有低的 LREE/HREE 比值, 且没有 Eu 元素的异常。然而, 许多硅质岩通常都含有高的 LREE/HREE 比值和 Eu 元素的负异常。因此, 源岩的 REE 配分模式可以很好的保存在沉积岩中^[1,50]。如果配分模式中 LREE 富集和 Eu 负异常明显, 且 HREE 相对亏损, 则说明源岩中可能含有大量的变质碎屑岩成分和相对含量较低的总矿物含

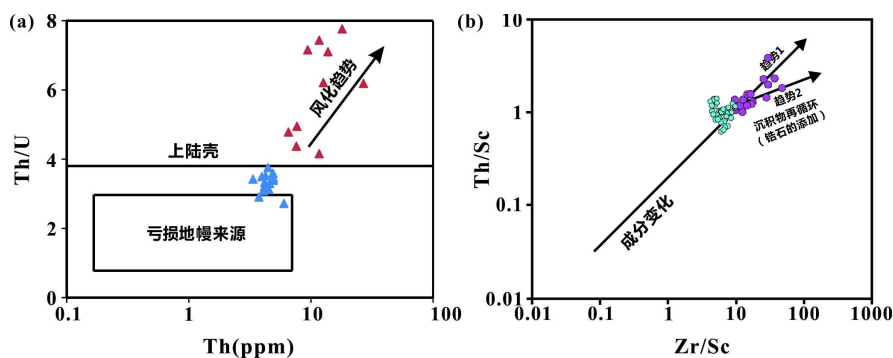


图6 风化作用的图解。(a)蓝色和红色三角形分别代表了柳园和黑山口砂岩(修改自 [44]);(b)蓝色和红色圆形分别代表了坦桑尼亚东北部新元古代Ikorongo群的页岩和粉砂岩(修改自[45])。

Fig. 6 Diagram of the weathering.(a): Blue and red triangles represent the Liuyuan and Heishankou sandstones, respectively (modified from [44]); (b): Blue and red circles represent the shale and siltstones of the Neoproterozoic Ikorongo group in northeastern Tanzania, respectively (modified from [45]).

量,然而其明显的Eu异常和较高的LREE/HREE比值则指示长英质物源,其中Eu异常通常被认为是从源岩中继承下来的。若LREE/HREE的比值较低,且几乎没有Eu异常,则为铁镁质岩石所具有的特征^[51]。

虽然国内外不少学者已经运用REE示踪沉积物物源的方法成功研究了不同地区沉积物的物源问题。例如,Wani和Mondal利用球粒陨石标准化的REE配分模式图对印度中部巴斯塔克拉通的中元古代和新元古代盆地沉积物的物源进行判断^[52](见图7)。数据显示LREE富集和Eu负异常明显,且HREE相对亏损,同时结合其他判断指标推断物源的岩性为长英质岩石(片麻岩和花岗岩);Velasco-Tapia等也利用同样的方法对墨西哥东北部的东马德雷山脉晚白垩世圣费利佩组火山灰层的物源进行判断^[27],结果推断其物源的岩性为长英质火山灰;Silva等利用REE地球化学分析安哥拉卡塔比拉河粗粒和细粒沉积物的稀土元素组成和分析沉积物的矿物成分主要控制因素^[53];还有Deng等通过分析和对比西太平洋的海水、孔隙水和深海沉积物的稀土元素组成来推测深海沉积物稀土元素富集的机制等^[54]。在国内,周家喜等利用REE地球化学和C、O同位素作对比,分析结果显示黔西北天桥铅锌矿床热液方解石具有“多来源混合”的特征^[55]。

虽然REE示踪法应用非常广泛,但是不同岩石类型中的REE配分模式是不一样的。例如,泥质

岩和砂岩的REE配分模式是LREE相对富集,Eu中度异常;而碳酸盐岩的REE配分模式为HREE相对富集,Ce明显异常^[56]。同时,不同沉积物中的REE配分模式也是不同的,如:河流沉积物的配分模式为LREE相对富集,HREE相对亏损,Ce和Eu弱异常。边缘海沉积物与河流沉积物的配分模式几乎一致。但是深海沉积物与边缘海沉积物截然不同,因为它会受到陆源输入物、生物和沉积位置等因素的影响^[57]。所以在用REE示踪物源时,要根据沉积物或沉积岩的类型进行判断。

除了上述的问题以外,还需要注意沉积物的粒级组成,就像上述提及的Silva等利用REE地球化学分析安哥拉卡塔比拉河粗粒和细粒沉积物的稀土元素组成和分析沉积物的矿物成分主要控制因素^[53]。不同粒级的沉积物,其稀土元素组成及特征也存在很大差别,主要是由于沉积物形成时伴随的REE分馏所造成。在实验测量过程中,REE测试方法同样也会造成数据的较大差异。主要是因为有些沉积物中含有重矿物,而HF溶解法等方法并没有将其溶解完全,哪怕是微小的重矿物损失也会造成巨大差异。所以在实验测量过程中和实验数据检验中需要严格把关^[58]。

除了REE配分模式之外,还有一些判别图解被用于物源判别。例如Floyd和Leveridge根据多方收集的数据进行统计分析^[59],最后建立了La/Th vs Hf判别图,以此来确定不同的沉积物源。这一方法已经得到广泛的应用,比如老黑山盆地早白垩统穆棱

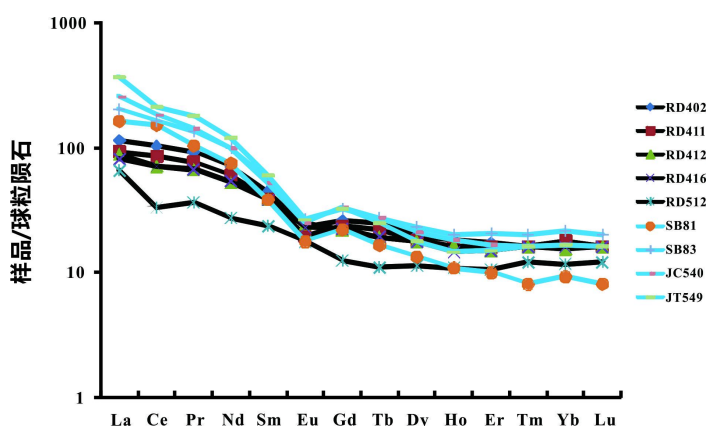


图7 印度中部巴斯塔克拉通的中元古代和新元古代盆地沉积物的REE配分模式图(修改自^[52]).蓝色线段为非钙质页岩,黑色线段为钙质页岩。

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of the sediments in the Mesoproterozoic – Neoproterozoic basins of the Bastar craton (modified from ^[52]). Blue—noncalcareous, black—calcareous.

组的样品显示出相对较低的 La/Th 比值 (<5.0) 和 Hf 含量 (3.04–11.1, 平均值为 5.94), 表明它们可能来源于长英质和中性源岩^[22](图 8a)。另外, Gu 建立了 Co/Th vs La/Sc 判别图^[60](图 8b), 该图可以反映某些沉积物的岩石大类成因特征。例如西藏羌塘盆地早二叠纪展金组的细碎屑沉积岩的 La/Sc 的比值一般小于 2, Co/Th 比值集中在 1–10 之间, 样品集中在玄武岩和安山岩区域^[25]。

4 同位素年代学方法

近年来, 除了元素地球化学在物源分析中的广泛运用外, 同位素测年技术因为其独特的优势也得到越来越多学者的青睐, 本文主要介绍了运用相对较多的 U–Pb 定年、Sm–Nd 同位素定年和裂变径迹法三种方法的原理和优缺点, 以便大家有针对性的选择合适的测年方法进行物源判别。

4.1 U–Pb 定年

大多数岩石中都富含 U、Th 和少量的初始普通 Pb, 且多具有抗物理化学风化作用能力强的特点, 这就产生了如今岩石中大量分布的可研究的 U–Pb 体系^[47]。U–Pb 定年的测年结果精确度高, 且可采用的样品多。除了运用在最常用的锆石外, 还可以运用在独居石、磷灰石、磷钇矿、榍石、金红石、斜锆石、褐帘石和钙钛矿等矿物中^[61]。该方法是以放射性衰变定律为理论基础: Pb 在自然界中存在四种稳定同位素, 分别是 ^{204}Pb 、 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 和 ^{208}Pb , 其中 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 和 ^{208}Pb 可以分别通过 ^{238}U 、 ^{235}U 和

^{232}U 发生一系列 α 衰变和 β 衰变而产生 ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, 半衰期为 4.47Ga; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, 半衰期为 0.70Ga; $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$, 半衰期为 14.01Ga)^[62]。在封闭体系中, 若衰变反应处于长期平衡的状态下, 即对于母体和中间子体产物必须满足:

$$N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2 = N_3 \lambda_3 = \dots \quad [1]$$

$$[N_1] = [N_2] = [N_3] = \dots \quad [2]$$

(其中, N_1 是母体同位素 1 的摩尔数, λ_1 是它的衰变常数。等式 2 是将其写成通用的命名法。)

这三个各自独立的衰变体系就会存在以下三个测年方程:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [3]$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [4]$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad [5]$$

(其中, 当体系封闭时, 下标 0 遵循 Pb 的同位素组成比例(例如, 矿物结晶), t 是自体系封闭以来的时间, λ_{238} 、 λ_{235} 和 λ_{232} 是 ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 的衰变常数。)

联立(3)和(4)可以得到:

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 &= \left(\frac{^{235}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right) \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right) \\ \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 &= \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)^* \end{aligned} \quad [6]$$

(其中, * 代表放射成因 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的比值, 地球和月球陨石样品中的 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 1/137.88$ 。)

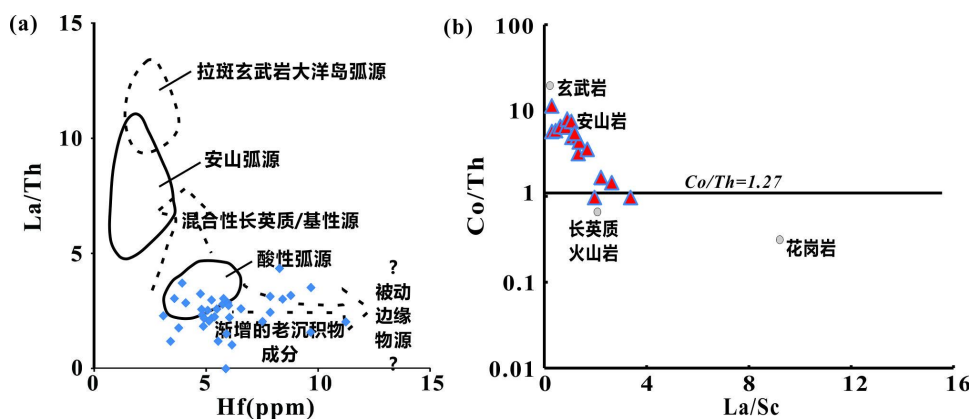


图8 物源的微量元素图解。(a)老黑山盆地的 K_1m^2 样品的Hf vs. La/Th图(修改自[22]);(b)展金组沉积岩的La/Sc vs. Co/Th图(修改自[25])

Fig. 8 Diagram of trace elements for the provenance. (a)Hf vs. La/Th plot for the K_1m^2 samples in the Laoheishan basin (modified from [22]); (b)La/Sc versus. Co/Th plot for Zhanjin Formation sedimentary rocks (modified from [25]).

在实验中,一般只需要测出最关键的三个同位素比值: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,即可以求得年龄。需要注意的是,由于Th浓度低且Pb/Th体系可能和Pb/U体系存在解耦现象,所以一般不推荐使用 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 。对于 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 的比值,只需要利用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 测量结果和计算公式就可以准确地计算出,公式为:

$$\left(\frac{^{238}\text{U}/^{235}\text{U}}{(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})}\right) \times 137.82$$

而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 常被用来校正 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 中开始结晶时初始Pb的量,所以通常需要直接测定^[61]。在系统封闭条件下,这三个年龄值在误差范围内是相一致的,任何一个都可以代表矿物形成的年龄,这也是U-Pb最突出的优点之一^[63]。

U-Pb定年通过碎屑矿物的年龄与潜在源区岩层的年龄进行比对,从而确定最终沉积物的源区。例如,杨甫利用锆石U-Pb定年分析方法得出,鄂尔多斯盆地西南缘上奥陶统平凉组碎屑岩来源复杂,具有明显的多源性,主要来自于北秦岭造山带,祁连造山带和华北板块基底^[64](如图9);Rodrigues等利用U-Pb定年法得出新元古代巴西利亚带的瓦赞蒂群来自不同的物源,但古元古代和中元古代地区构成了原始沉积物的主要来源^[65];Caxito等利用U-Pb定年证明了位于巴西东北部的西北圣弗朗西斯科克拉通边缘福莫萨组是新元古代褶皱带基底的一部分,来源于北部的皮奥伊州克里斯塔兰迪亚复合体(太古宙/古元古代)^[66]。

目前,U-Pb定年运用的技术方法主要有三种^[63]:(1)同位素稀释—热电离质谱法(ID-TIMS):该方法是目前最为精确可靠,且适用年龄范围最为广泛。其缺点是针对锆石类矿物样品,该方法无法进行矿物微区的原位U-Pb同位素年龄测定。但是并不影响大多数非锆石类矿物的同位素年龄测定的准确性。(2)二次离子质谱法(SIMS):对于上述ID-TIMS的缺点,该方法完全可以弥补,能够准确对矿物微区的原位U-Pb同位素年龄进行测定,但是某些非锆石类含铀矿物的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 表面年龄的测定结果的精确度不是很高,如,寒武纪之后的矿物的U-Pb同位素年龄并不是很精确。(3)激光剥蚀电感耦合等离子体质谱法(LA-ICPMS):和SIMS一样,同样可以进行矿物微区的原位U-Pb同位素测年,且具有适用年龄较为广泛的优点。不

过,目前只能对粒度较大和U-Pb含量较高的矿物进行精确测年^[63]。除了技术的局限性外,还由于U-Pb体系很容易受到后期地质作用影响,所以在研究物源时往往要将U-Pb定年与其他方法结合分析^[67]。Reimann Zumsprekel等在研究南美冈瓦纳大陆边缘大量硅质碎屑的物源时就因为锆石样品中初始Pb含量过高导致定年结果不准确,因而运用了多种方法相结合来进一步分析物源^[68]。

4.2 Sm-Nd 同位素定年

因为Sm和Nd的分馏常常伴随着幔源地壳熔融,所以Sm/Nd和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 常被用来确定地壳居留时间,以及沉积母岩刚从地幔中分离出来的时间(Sm-Nd的模式年龄)^[69-70]。由于碎屑沉积物的母岩会在不同时间从幔源中分离出来,这就产生了不同的Nd同位素模式年龄。如果一个地层的模式年龄变化比较大,可能是不同年代的源岩的不完全混合作用所导致的。另外,如果碎屑沉积物质的模式年龄和沉积年龄接近,说明这些碎屑沉积物可能是由刚形成的新鲜陆壳或者是刚沉积的地层经过风化剥蚀搬运形成。

碎屑沉积物基本上都是暴露在海平面以上的地表岩浆岩、变质岩,以及较老的沉积岩机械破碎的产物。前人的研究告诉我们,陆地的大部分区域都有确定且一致的模式年龄,当这些已确定年龄的陆壳被风化侵蚀时,破碎的产物会被河流搬运沉

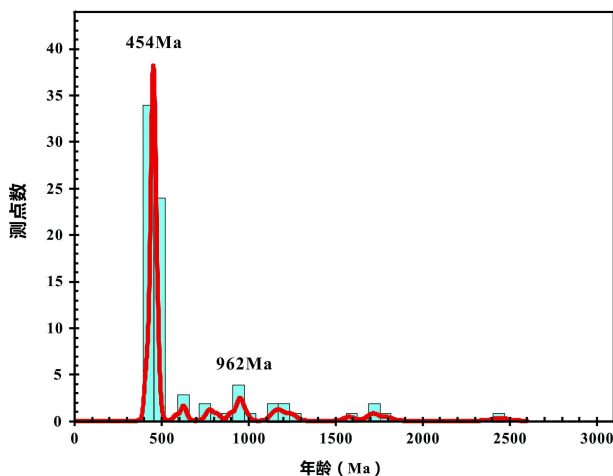


图9 鄂尔多斯盆地西南缘上奥陶统平凉组碎屑锆石U-Pb年龄的频率分布直方图(修改自^[64])

Fig. 9 A frequency distribution histogram of the U-Pb dating of detrital zircon from upper Ordovician pingliang formation in southwest margin of the Ordos basin (modified from ^[64]).

积,导致堆积下来的沉积物具有和源区底层一致的模式年龄^[71]。所以,一套沉积地层可能的物源区通过测定 Sm-Nd 模式年龄就可以被大致圈定,这是一种重建沉积盆地历史的有效手段。Nelson 和 DePaolo 通过研究一个较小的沉积盆地成功地验证了这个方法(如图 10)^[71]。研究中,通过 Sm-Nd 法指示的几个可能的物源区,再通过岩相学方法进行分析,呈现的结果是相一致的。但是 ϵ_{Nd} 还指示了一个不符合岩相学指标的可能物源区。这是因为岩相学分析方法一般只能推测出主要物源,而 Sm-Nd 同位素分析方法不仅可以推测出主要物源,还可以指示出地层中含少量成分的其他可能物源,这说明 Sm-Nd 法在分析少量样品的物源上比其他方法更加精确^[71]。

目前,该方法已被广泛应用,如陈志华等对北冰洋西部表层沉积物样品进行了 Sm-Nd 同位素分析,指示该区沉积物具有东部,西部,南部,北部多个物源区,且出现了南北源和西南源混合的现象(如图 11)^[72];Sorokin 等利用 Sm-Nd 判断出中亚造山带 Oldoi 地层的古生代陆生序列的碎屑物质主要来源于前寒武纪晚期的类似花岗岩和古生代的早期和中期的类似花岗岩和火山岩^[73]。然而,由于沉积物在形成之前会经历各种地质作用,比如风化作用和搬运作用等,这些地质作用会对某些同位素体系(如 U-Pb)产生较大的影响,从而导致最终测

定结果不准确。但是风化、搬运、成岩和变质等地质作用过程对 Sm-Nd 体系的影响很小,所以 Sm-Nd 体系对沉积岩适用范围较广。但是 Sm-Nd 法无法区分具有相同模式年龄的源区。前人研究表明大部分大陆地壳的模式年龄都很接近,这时就需要借助其他方法进行分析^[71]。Sm-Nd 体系存在的另一个问题是:如果当沉积物中副矿物的稀土元素含量较高,会影响沉积物的 Sm-Nd 组成^[74],所以对此需要特别留意。

4.3 裂变径迹法

裂变径迹是指当高能带电核粒子通过绝缘晶体时所产生的强辐射线性损伤区域,将其经过一系列相关的化学处理后形成径迹。通过观测和统计分析径迹的密度和长度等的分布,就可以从中提取出与物源区年龄有关的信息^[47,75]。前人总结出三种被广泛认可的裂变径迹模型:第一种是带电粒子与原子发生碰撞,移走了原子的电子,并将其取代,产生了一个富集正离子的狭窄区域,这些正离子互相排斥进入粒子间隙,形成晶格缺损^[76]。第二种模型认为,快速移动的裂变碎片沿着其自身的移动轨迹产生了巨大的热量,带电离子通过后,因为热量向相邻晶格扩散损失,轨迹核心发生淬火,晶格变成无序状态,裂变径迹形成^[77]。第三种模型则是上述两种机制共同作用所产生的裂变径迹^[78]。

与常用的同位素定年方法不同的是,裂变径迹

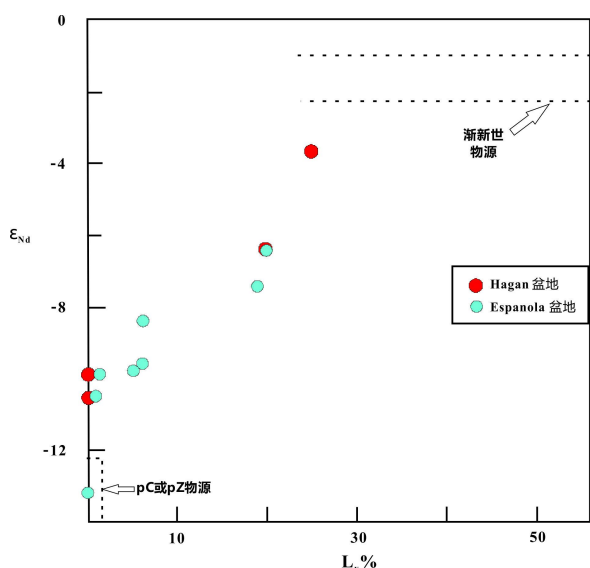


图10 新墨西哥州第三纪盆地沉积物岩相学vs ϵ_{Nd} 指标
(修改自^[71])

Fig.10. ϵ_{Nd} vs petrographic indicator for sediments from a Tertiary basin in New Mexico (modified from ^[71]).

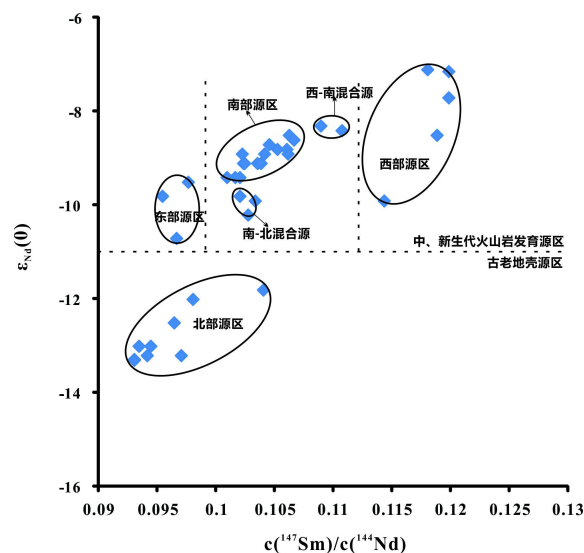


图11 $c(^{147}\text{Sm})/c(^{144}\text{Nd})-\epsilon_{Nd}(0)$ 关系图与物源识别(修改自^[72])

Fig.11. Diagram of the $c(^{147}\text{Sm})/c(^{144}\text{Nd})-\epsilon_{Nd}(0)$ for the source identification (modified from ^[72]).

法最后需要利用的衰变产物不是子体核素而是自发裂变径迹。如果已知 ^{238}U 自发裂变的衰变速率(衰变常数 λ_F)、U 的浓度和裂变径迹的量,根据公式即可计算出年龄^[79]。公式如下:

$$F_s = (\lambda_f / \lambda_\alpha) \times ^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_\alpha t} - 1)$$

裂变径迹记录的是矿物冷却至低于径迹可以保存下来的封闭温度以后的时间,当沉积物没有受到矿物封闭温度的影响(一般低于封闭温度几百摄氏度即可)和可能的沉积物源区年龄明显不同时,沉积岩中含 U 矿物的裂变径迹年龄就可以帮助我们确定源岩^[80],因而裂变径迹是研究沉积物源的有效手段。该方法在沉积物定年,确定沉积物抬升,沉降掩埋,以及成岩等沉积历史事件方面有着广泛的应用。如, Lin 等利用碎屑磷灰石裂变径迹定年确定了苏北盆地新生代地层的沉积物源,结果显示地层抬升导致沉积物源发生了显著变化^[81];宋春彦等对采自秃顶梁剖面的藏夏河组的两件砂岩(S24-1 和 S24-7)进行了锆石裂变径迹分析藏夏河组的物源可能形成于晚二叠世-中三叠世早期,主要以长英质火成岩为主(图 12)^[82]。

裂变径迹法研究物源的优点是:对单矿物颗粒和多矿物颗粒均可以进行定年,通常只需选用锆石、磷灰石和锆石等副矿物即可^[74]。缺点首先是很难准确对裂变径迹进行计数,其次是沉积物埋藏后发生退火作用会除掉部分裂变径迹记录,重矿物的测试结果并不能指示源区^[79],这还需今后对此做进一步的改进和研究。

5 结论和展望

本文系统总结了主量元素、微量和稀土元素、

以及同位素方法在化学风化和物源判别中的应用。其中主量元素的指标主要有 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值、非标准判别函数(DF)、化学变异指数(CIA)、成分变异指数(ICV)、斜长石蚀变指数(PIA)、化学风化指数(CIW 和 CIW')和 A-CN-K 三角图等。微量和稀土元素的指标主要有 REE 配分模式, Eu/Eu^* 、 Zr/Th 、 La/Sc 、 La/Th 、 Th/Sc 、 Th/Co 、 Cr/Th 、 Rb/Sr 比值,以及 Th/U vs U 、 Th/Sc vs Zr/Sc 、 La/Th vs Hf 、 Co/Th vs La/Sc 和 $\text{La}-\text{Th}-\text{Sc}$ 等判别图解。同位素方法主要有 U-Pb 定年、Sm-Nd 同位素定年和裂变径迹法三种方法。我们详细介绍了这些方法的原理及其各自的优缺点。

通过总结我们发现上述提及的各种化学指标都有自己独特的优势和广阔的研究空间。但是由于沉积物会随着沉积作用和沉积环境等不同地质过程的演变发生各种各样的变化,其复杂性决定了某些指标或者图解没有一个明确的特定情况下的适用范围和局限性。这就需要在具体的研究中根据研究区域的具体情况选取合适的研究方法,并采用多种方法进行相互验证和相互补充,从而避免曲解甚至得出错误的结论。

参考文献:

- [1] Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution, An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks [J]. Journal of Geology, 1985, 94(4):632-633.
- [2] McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, Hanson G N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics [J]. Special Paper of the Geological Society of America, 1993, 284:21 - 40.

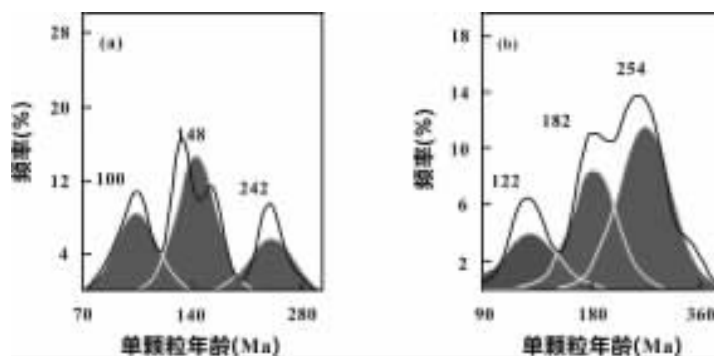


图12 锆石裂变径迹最佳拟合峰值年龄(修改自^[82])。

Fig.12. The graph of the best-fit peak age for zircon fission tracks (modified from ^[82]).

- [3] 于亮亮, 许德如, 王智琳, 吴传军, 侯茂洲. 海南岛西部石炭系砂岩地球化学及Sm-Nd同位素特征: 对源区特征和沉积环境的制约[J]. 地球化学, 2016, 45(3):235-248.
- [4] LaMaskin T A, Dorsey R, Vervoort J D. Tectonic controls on mudrock geochemistry, Mesozoic rocks of eastern Oregon and western Idaho, USA: implications for Cordilleran tectonics [J]. Journal of Sedimentary Research, 2008, 78 (12):765 - 783.
- [5] Yan Z, Wang Z, Chen J, Yan Q, Wang T. Detrital record of Neoproterozoic arc-magmatism along the NW margin of the Yangtze Block, China: U - Pb geochronology and petrography of sandstones [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2010, 37(4):322-334.
- [6] Robinson R S, Johnsson M J. Chemical and physical weathering of fluvial sands in an arctic environment: sands of the Sagavanirktok River, North Slope, Alaska[J]. Journal of Sedimentary Research, 1997, 67(3):560 - 570.
- [7] Ruffell A, Worden R. Palaeoclimate analysis using special gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2000, 155 (3-4):265 - 283.
- [8] Wronkiewicz D J, Condie K C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1987, 51(9):2401 - 2416.
- [9] Fedo C M, Nesbitt H W, Young G. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and palaeosols, with implications for palaeoweathering conditions and provenance[J]. Geology, 1995, 23(10):921 - 924.
- [10] Nesbitt H W, Fedo C M, Young G M. Quartz and feldspar stability, steady and non-steady state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds [J]. The Journal of Geology, 1997, 105(2):173 - 192.
- [11] Nesbitt HW, Young GM. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. Nature, 1982, 229(5885):715 - 717.
- [12] Cox R, Lowe DR, Cullers RL. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59 (14):2919-2940.
- [13] Harnois L. The CIW Index: A New Chemical Index of Weathering[J]. Sedimentary Geology, 1988, 55(3-4):319-322.
- [14] 邓澄世, 刘颖. 化学蚀变指数研究的原理与应用 [J]. 环球人文地理, 2016, 16:337-339.
- [15] Perri, F. Composition, provenance and source weathering of Mesozoic sandstones from Western-Central Mediterranean Alpine Chains [J]. Journal of African Earth Sciences, 2014, 91:32-43.
- [16] Yang X F, He DF, Wang QC, Tang Y, Tao HF, Li D. Provenance and tectonic setting of the Carboniferous sedimentary rocks of the East Junggar Basin, China: Evidence from geochemistry and U - Pb zircon geochronology [J]. Gondwana Research, 2012, 22:567-584.
- [17] Barbera G, Mazzoleni P, Khozyem H M, Barone G, Puglisi D, Khozyem H M, Mashaly O. Mineralogy and Geochemistry of the Numidian Formation (Central-Northern Sicily): intra-formation variability and provenance evaluation[J]. Italian Journal of Geosciences, 2014, 132(1):13-26.
- [18] Cullers R L, Podkovyrov V N. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control, and recycling [J]. Precambrian Research, 2000, 104(1-2):77-93.
- [19] Armstrong-Altrin J S, Yong I L, Kasper-Zubillaga J J, Trejo-Ramírez E. Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance and tectonic setting [J]. Geological Journal, 2017, 52(4): 559-582.
- [20] 屈李华, 刘喜方, 李金锁, 齐路晶. 北羌塘三叠系康鲁组沉积岩地球化学特征及其物源区和构造背景分析[J]. 现代地质, 2015, 29(4):789-803.
- [21] Mir A R. Geochemistry of black shales from Singhbhum mobile belt, Eastern India: implications for paleo-weathering and provenance[J]. Himalayan Geology, 2015, 36(2): 126-133.
- [22] Song Y, Liu Z, Meng Q, Wang Y, Zheng G, Xu Y. Petrography and geochemistry characteristics of the lower Cretaceous Muling Formation from the Laoheishan Basin, Northeast China: implications for provenance and tectonic setting[J]. Mineralogy & Petrology, 2017, 111:1-15.
- [23] Bhuiyan M A H, Rahman M J J, Dampare S B, Suzuki S. Provenance, tectonics and source weathering of modern fluvial sediments of the Brahmaputra - Jamuna River, Bangladesh: Inference from geochemistry [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2011, 111(3):113-137.
- [24] 张晓娟, 季宏兵, 冯晓静, 温月花, 张涛, 熊凯. 岩溶盆

- 地红土风化剖面的元素地球化学研究[J]. 地理科学, 2017, 3(6):944-951.
- [25] Hu J J, Li Q, Fang N Q, Yang J Y, Ge D S. Geochemistry characteristics of the Low Permian sedimentary rocks from central uplift zone, Qiangtang Basin, Tibet: insights into source-area weathering, provenance, recycling, and tectonic setting [J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2015, 8 (8):5373-5388.
- [26] 陈骏, 刘连文, 季峻峰, 杨杰东, 陈旻, 安芷生, 鹿比煜. 最近2.5Ma以来黄土高原风尘化学组成的变化与亚洲内陆的化学风化[J]. *中国科学(D辑)*, 2001, 31(2):136-145.
- [27] Velasco-Tapia F, Martínez-Paco M, Iriondo A, Ocampo-Díaz Y Z E, Cruz-Gamez EM, Ramos-Ledezma A, Andavverde JA, Ostrooumov M, Masuch D. Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2016, 70:18-35.
- [28] Fedo C M, Eriksson K A, Krogstad E J. Geochemistry of shales from the Archean (3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source area weathering [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(10):1751-1763.
- [29] Ahmad I, Chandra R. Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 66:73-89.
- [30] El-Bialy M Z. Geochemistry of the Neoproterozoic metasediments of Malhaq and Um Zariq formations, Kid metamorphic complex, Sinai, Egypt: Implications for source-area weathering, provenance, recycling, and depositional tectonic setting[J]. *Lithos*, 2013, 175-176(8):68-85.
- [31] Hayashi KI, Fujisawa H, Holland H D, Ohmoto H. Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northern Labrador, Canada [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(19):4115-4137.
- [32] 谢建磊, 赵宝成, 战庆, 李晓. 元素地球化学在古环境和古生态研究中的应用综述 [J]. *上海国土资源*, 2015, 36(3):64-74.
- [33] Poldervaart A. Chemistry of the earth's crust[J]. *Journal of the Franklin Institute*, 1955, 190(6):757-815.
- [34] Girty G H, Ridge D L, Knaack C, Johnson D, Al-Riyami R K. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, 66(1):107-118.
- [35] 范翔, 刘桂建, 孙若愚, 孙梅. 淮南二叠纪含煤地层泥质岩地球化学特征及其地质意义[J]. *地质前缘*, 2015, 2 (4):299-311.
- [36] Huang J, Feng L J, Lu D B, Zhang Q R, Sun T, Chu X L. Multiple climate cooling prior to Sturtian glaciations: Evidence from chemical index of alteration of sediments in South China[J]. *Scientific Reports*, 2014, 4(4):1-6.
- [37] 赵英利, 刘永江, 韩国卿, 吴琳娜, 李伟民, 温泉波, 梁琛岳. 大兴安岭中南段二叠纪砂岩主量元素地球化学特征及物源区构造环境的判别[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2012, 42:285-297.
- [38] Roser B P, Korsch R J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data[J]. *Chemical Geology*, 1988, 67(1):119-139.
- [39] 徐亚军, 杜远生, 杨江海. 沉积物物源分析研究进展[J]. *地质科技情报*, 2007, 26(3):26-31.
- [40] Pandey S, Parcha S K. Provenance, tectonic setting and source-area weathering of the lower Cambrian sediments of the Parahio valley in the Spiti basin, India [J]. *Journal of Earth System Science*, 2017, 126(2):27-43.
- [41] Nagarajan R, Armstrong-Altrin J S, Kessler F L, Jong J. Petrological and Geochemical Constraints on Provenance, Paleoweathering, and Tectonic Setting of Clastic Sediments From the Neogene Lambir and Sibuti Formations, Northwest Borneo [J]. *Sediment Provenance*, 2017, 123-153.
- [42] McLennan S M, Taylor S R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends[J]. *The Journal of Geology*, 1991, 99(1):1-21.
- [43] Chen L, Guo F, Steel R, Li Y. Petrography and geochemistry of the Late Cretaceous redbeds in the Gan-Hang Belt, southeast China: implications for provenance, source weathering, and tectonic setting [J]. *International Geology Review*, 2016, 58(10):1196-1214.
- [44] Guo Q, Xiao W, Windley B, Mao Q, Han C, Qu J, Ao S, Li J, Song D, Yong Y. Provenance and tectonic settings of Permian turbidites from the Beishan Mountains, NW China: Implications for the Late Paleozoic accretionary tectonics of the southern Altaids [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 49:54-68.
- [45] Kasanzu C, Maboko M A H, Many S. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for

- provenance and source rock weathering [J]. *Precambrian Research*, 2008, 164(3):201–213.
- [46] Jacobson A D, Blum J D, Chamberlain C P, Craw D, Koons P O. Climatic and tectonic controls on chemical weathering in the New Zealand Southern Alps [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(1):29–46.
- [47] 高健, 林良彪, 郝强, 余瑜. 陆源碎屑岩物源分析手段及研究进展[J]. *四川地质学报*, 2016, 36(1):14–21.
- [48] Konstantopoulos P A, Zelilidis A. Provenance analysis of Eocene–Oligocene turbidite deposits in Pindos Foreland Basin, fold and thrust belt of SW Greece: constraints from framework petrography and bulk–rock geochemistry [J]. *Arabian Journal of Geoscience*, 2013, 6(12):4671–4700.
- [49] Tijani M N, Nton M E, Kitagawa R. Textural and geochemical characteristics of the Ajali Sandstone, Anambra Basin, SE Nigeria: implication for its provenance [J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2010, 342(2):136–150.
- [50] Hu Y, Niu Y, Li J, Ye L, Kong J, Chen S, Zhang Y, Zhang, G. Petrogenesis and tectonic significance of the late Triassic mafic dikes and felsic volcanic rocks in the East Kunlun Orogenic Belt, Northern Tibet Plateau [J]. *Lithos*, 2016, 245:205–222.
- [51] Ikhane P R, Akintola A I, Bankole S I, Ajibade O M, Edward O O. Chemostratigraphic Characterization of Siliciclastic Rocks in Parts of the Eastern Dahomey Basin, Southwestern Nigeria[J]. *Journal of Geography and Geology*, 2014, 6(4): 88–108.
- [52] Wani H, Mondal MEA. Evaluation of provenance, tectonic setting, and paleoredox conditions of the Mesoproterozoic–Neoproterozoic basins of the Bastar craton, Central Indian Shield: Using petrography of sandstones and geochemistry of shales[J]. *Lithosphere*, 2011, 3(2):143–154.
- [53] Silva MMVG, Pinto MMS, Carvalho PCS. Major, trace and REE geochemistry of recent sediments from lower Catumbela River (Angola) [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2016, 115:203–217.
- [54] Deng Y, Ren J, Guo Q, Cao J, Wang H, Liu C. Rare earth element geochemistry characteristics of seawater and pore-water from deep sea in western Pacific [J]. *Scientific Reports*, 2017, 7(1):1–13.
- [55] 周家喜, 黄智龙, 周国富, 曾乔松. 黔西北天桥铅锌矿床热液方解石C、O同位素和REE地球化学[J]. *大地构造与成矿学*, 2012, 36(1):93–101.
- [56] 赵冻, 韩润生, 王加昇, 任涛. 滇东北乐红大型铅锌矿床稀土元素地球化学特征 [J]. *矿物学报*, 2017, 5:588–595.
- [57] 朱赖民, 高志友, 尹观, 许江. 南海表层沉积物的稀土和微量元素的丰度及其空间变化 [J]. *岩石学报*, 2007, 23(11):2963–2980.
- [58] 杨守业, 王中波. 长江主要支流与干流沉积物的REE组成[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2011, 30(1):31–39.
- [59] Floyd P A, Leveridge B E. Tectonic environment of Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones [J]. *Journal of the Geological Society*, 1987, 144(4):531–542.
- [60] Gu X X, Liu J M, Zheng M H, Tang J X, Qi L. Provenance and tectonic setting of the proterozoic turbidites in Hunan, south China: geochemical evidence [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72(3):393–407.
- [61] Schoene B. 4.10–U–Th–Pb Geochronology [J]. *Treatise on geochemistry*, 2014, 4: 341–378.
- [62] Gehrels G. Detrital Zircon U–Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities [J]. *John Wiley & Sons, Ltd*, 2012: 45–62.
- [63] 周红英, 李惠民. U–Pb同位素定年技术及其地质应用潜力[J]. *地质调查与研究*, 2011, 34(1):63–70.
- [64] 杨甫, 陈刚, 陈强, 丁超, 高磊, 雷盼盼, 张文龙, 师晓林, 童明军. 鄂尔多斯盆地西南缘上奥陶统平凉组碎屑岩锆石U–Pb年龄及物源分析 [J]. *地质评论*, 2015, 61(1):172–182.
- [65] Rodrigues J B, Pimentel M M, Buhn B, Matteini M, Dardenne M A, Alvarenga C J S, Armstrong R A. Provenance of the Vazante Group: New U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt [J]. *Gondwana Research*, 2012, 21(2–3):439–450.
- [66] Caxito F D A, Dantas E L, Stevenson R, Uhlein A. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil [J]. *Gondwana Research*, 2014, 26(2):741–754.
- [67] 曹汇, 丛源, 李广旭, 许翠萍, Vervoort J, Kylander–Clark A. 石榴石Lu–Hf、原位独居石U–Pb定年对多期变形的时代制约——以北祁连托勒牧场为例 [J]. *岩石学报*, 2015, 31(12):003755–3768.
- [68] Reimann Zumsprekel C R, Bahlburg H, Carlotto V, Boelhout F, Berndt J, Lopez S. Multi-method provenance model for early Paleozoic sedimentary basins of southern Peru and northern Bolivia (13°–18°S) [J]. *Journal of South*

- American Earth Sciences, 2015, 64:94–115.
- [69] O’Nions R K, Hamilton P J, Hooker P J. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles[J]. Earth Planetary Science Letters, 1983, 63(2):229–240.
- [70] 陈文, 万渝生, 李华芹, 张宗清, 戴樟谟, 施泽恩, 孙敬博. 同位素地质年龄测定技术及应用 [J]. 地质学报, 2011, 85(11):1917–1947.
- [71] Nelson B K, Depaolo D. Comparison of isotopic and petrographic indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1988, 58(2):348–357.
- [72] 陈志华, 李朝新, 孟宪伟, 石学法, 程振波. 北冰洋西部沉积物黏土的Sm–Nd同位素特征及物源指示意义[J]. 海洋学报, 2011, 33(2):96–102.
- [73] Sorokin A A, Smirnova Y N, Kotov A B, Kovach V, Sal’nikova E B, Popeko L I. Provenances of the Paleozoic Terrigenous Sequences of the Oldoi Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: Sm – Nd Isotope Geochemistry and U – Pb Geochronology (LA – ICP – MS)[J]. Geochemistry International, 2015, 53(6):534–544.
- [74] Heller P L, Frost C D. Isotopic Provenance of Clastic Deposits: Application of Geochemistry to Sedimentary Provenance Studies[M]. Springer New York, 1988:27–42.
- [75] Dunkl I, Giulio A D, Kuhlemann J. Combination of Single-Grain Fission –Track Chronology and Morphological Analysis of Detrital Zircon Crystals in Provenance Studies: Sources of the Macigno Formation (Apennines, Italy)[J]. Journal of Sedimentary Research, 2001, 71(4): 515–524.
- [76] Fleischer R L. Fission tracks in solids – Production mechanisms and natural origins [J]. Journal of Materials Science, 2004, 39(12):3901 – 3911.
- [77] Meftah A, Costantini J M, Djebara M, Khalfaoui N, Stoquet J P, Studer F, Toulemonde M. Thermal spike model applied to the irradiated yttrium iron garnet: Mean diffusion length of the energy deposited on the electrons[J]. Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, 1997, 122(3):470–475.
- [78] Chadderton L T. Nuclear tracks in solids: Registration physics and the compound spike [J]. Radiation Measurements, 2003, 36(1–6): 13 – 34.
- [79] Westgate J A, Naeser N D, Alloway B V. Fission –track dating [J]. Encyclopedia of Quaternary Science, 2013, 16(7):643–662.
- [80] 汤云晖, 袁万明, 韩春明, 董金泉, 王世成. 峪耳崖金矿的成矿时代裂变径迹研究 [J]. 地球学报, 2003, 24(6): 573–578.
- [81] Lin X, Zheng D, Sun J, Windley B F, Tian Z, Gong Z, Jia Y. Detrital apatite fission track evidence for provenance change in the Subei Basin and implications for the tectonic uplift of the Danghe Nan Shan(NW China) since the mid–Miocene [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 111:302–311.
- [82] 宋春彦, 王剑, 付修根, 冯兴雷, 曾胜强, 何利. 羌塘盆地藏夏河组砂岩地球化学特征及意义 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2013, 38(3):508–518.