

华南地球化学走廊带碎屑沉积岩 W、Sn 时空分布特征及其指示意义

赵起超,迟清华,王学求,刘东盛,刘汉粮,周建

(中国地质科学院 地球物理地球化学勘查研究所,河北 廊坊 065000)

摘要:通过系统的高密度采样,选取了 470 件来自华南走廊带的细粒碎屑沉积岩,涵盖了中元古到白垩系地层,对其主要元素、微量元素、稀土元素进行了精确分析。研究结果显示,所有样品都存在明显的稀土元素的分异和 Eu 的负异常,其中 $(La/Yb)_N = 10.0$, $Eu/Eu^* = 0.67$ 。相对上地壳平均组成,样品明显亏损 Ca、Na 和 Sr,并具有较高的化学风化指数,暗示样品受到了较为强烈的风化作用影响,并且经历了长距离的搬运过程;主要元素和微量元素图解暗示样品的源岩可能包括花岗质、安山质和长英质岩石。样品的地球化学特征显示,样品可以代表较大的源区,并且 W、Sn 的含量可以反映走廊带上 W、Sn 分布特征。在走廊带上,W、Sn 的含量自东南向西北递减,在江山—绍兴断裂带附近突变,该分布特征与华南地区的钨锡成矿作用非常吻合。碎屑沉积岩中 W、Sn 的含量明显高于上地壳平均含量,其中 W、Sn 含量的峰值存在于中元古代—奥陶系地层,而华夏地块从中元古代开始便具有高钨锡含量,可能是该地区形成全世界最大的钨锡成矿省的重要原因。

关键词:地球化学;稀土元素;碎屑沉积岩;华南走廊带;钨、锡

中图分类号: P632

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2014)02-0211-09

上地壳的元素丰度对了解一个地区的区域地球化学背景、元素时空分布具有重要意义。对上地壳元素丰度的探测工作已开展了一个多世纪,前人的研究表明,细粒碎屑沉积岩中的不溶性元素可以很好地代表该地区的上地壳平均组成^[1-3]。由于细粒碎屑沉积岩可以视作较大源区自然混匀的产物,并且具有比较连续的时间记录,因此对细粒碎屑沉积岩的研究可以帮助了解元素的平均含量和时空分布特征^[1]。

华南包括扬子板块和华夏板块,这里拥有多个大型多金属矿床,并形成了全世界最大的钨锡成矿省。该地区沉积岩分布广泛,地层较为连续,以往对沉积岩的研究工作主要集中在讨论源岩、风化过程、构造背景和大陆地球化学演化方面,而区域尺度大规模采样的勘查地球化学工作很少。为了更好地了解华南的元素平均含量和时空分布特征(特别是成矿元素,如钨、锡等),2008 年在该地区开展了“地球化学走廊带探测试验与示范”研究工作^[4]。该项工作在华南地球化学走廊带(四川绵阳—重庆—湖南怀化—江西赣州—福建泉州,全长约 2 500 km)上以 1:20 万地质图为基础,在每 1~4 km 长度范

围内采集 1 件有代表性的岩石样品,对每件样品的 76 种元素的含量进行了准确分析,精细刻画了元素在地球化学走廊带上的时空分布。笔者选取了来自走廊带的 470 件细粒碎屑沉积岩,讨论这些样品的地球化学分布特征、元素平均含量和时空演化规律,并结合前人研究结果讨论该地区钨锡成矿省形成的背景。

1 区域地质背景

课题组设计了 3 条走廊带:华北—兴蒙走廊带、华南走廊带和西秦岭—阿拉善走廊带。华南走廊带自四川绵阳—重庆—湖南怀化—江西赣州—福建泉州,覆盖了 26 个 1:20 万图幅,穿越了华夏板块,扬子板块以及南岭钨锡成矿带的西部,全长约 2 500 km(图 1)。

先前的地学断面或地学剖面宽度较小,由于覆盖面积较小,在其上面进行系统采样往往会遗漏代表性的地层或岩体,导致采样不够系统、完善。此次所设计的 3 条走廊带宽度为 100 km,基本覆盖了所穿越地区的所有代表性地层和岩体,以保证所有的代表性岩石样品都能采集到。

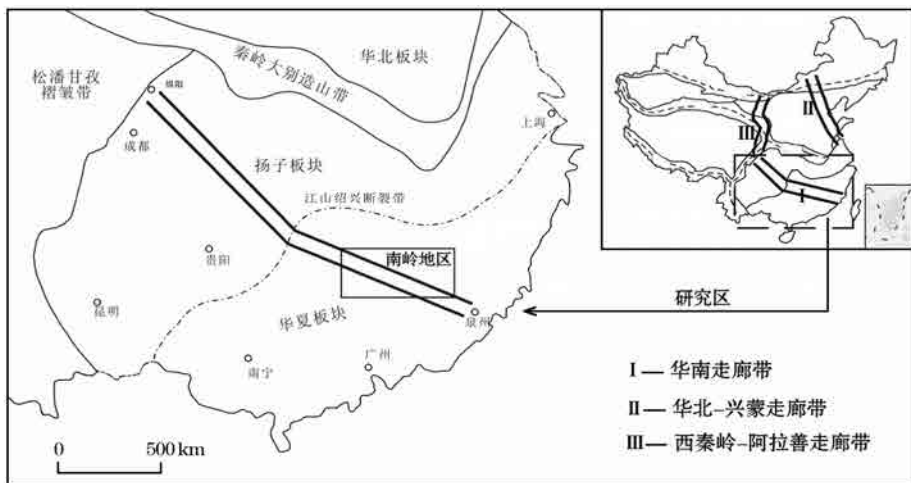


图 1 华南走廊带地质概况

广义上的华南包括扬子板块和华夏板块(见图1)。扬子板块被认为是一个稳定的克拉通,其基底包括北部的一套晚太古宙 TTG 岩系和另一套较为年轻的、分布在东部和西部的中元古—新元古代变质岩,其沉积盖层从古生代到白垩系保存较为完整^[5]。华夏板块的基底是一套距今 1.9~1.8 Ga 的沉积岩和新远古—早古生代的变质岩,其沉积盖层从震旦系至白垩系保存较为完整^[6],与扬子板块不同的是,华夏板块广泛发育显生宙花岗岩,其中在南岭地区产出了世界上规模最大的钨锡多金属矿床。

在燕山期,华南地区形成了超大规模的花岗岩省,岩浆活动的高峰期在 430~400 Ma,形成的花岗岩带宽度超过 1 000 km,覆盖了整个华夏板块和扬子板块的东部。燕山期花岗岩的形成伴随着大规模的成矿事件,使得该地区成为世界级的多金属成矿区。其中最重要的是位于华夏板块的南岭地区,这里形成了世界上最大的钨锡成矿区,大量的钨锡矿床产出在燕山期的花岗岩岩体内,而在其他地质时代,很少发现钨锡矿床^[7-10]。南岭地区的钨锡矿床的空间分布特征为“东钨西锡”,即在南岭地区东部,主要产出钨矿,西部主要产出锡矿,而在中部地区,钨锡矿兼而有之^[10]。

2 研究方法和样品

前人估算上地壳元素丰度的方法主要有两种:①根据各种岩石的出露面积加权平均计算各元素的丰度;②用细粒碎屑沉积岩中的不溶性元素的平均含量来估算上地壳的元素丰度^[11]。两种方法都需要大规模的系统采样。第一种方法适用于所有的主要元素和一部分可溶性元素,但是由于无法重建过去时代的地壳岩石分布,这种方法只能求得现今地

壳的元素丰度。第二种方法只能估算一些不溶性元素的地壳丰度,但是由于沉积岩具有较好的地质时间记录,因此该方法可以反映一个地区的元素丰度随时间的演化特点^[1]。在沉积过程中,一些元素由于矿物分选作用和粒度效应,其含量会在粗粒沉积岩和细粒沉积岩之间发生分馏,因此需要对这两类岩石的元素含量进行加权平均,才能得到准确的元素地壳丰度。前人给出的细粒沉积岩和粗粒沉积岩的比例不尽相同,如 6:1^[1]和 7.1:1^[12],但无论使用何种比例,影响元素地壳丰度的主要是细粒碎屑沉积岩,因而直接使用细粒碎屑沉积岩来反映元素地壳丰度应该影响不大。

根据华南走廊带所覆盖的 26 个 1:20 万图幅,有目的地采集了 470 件细粒碎屑沉积岩样品,包括泥岩、页岩、粉砂岩和细粒硬砂岩。样品来自 86 个不同地层单元,时间跨度自中元古界至白垩系。所有样品都采自公路、沟谷的新鲜露头,以避免矿区所带来的污染。在扬子板块,走廊带并未穿越石炭系地层,并且志留系地层只采集到一件样品,因此对扬子板块的这两个地层不予讨论。

样品经过玛瑙细碎机磨至 200 目以下,再通过 12 种不同的分析手段,对样品的 76 种主要元素、微量元素和稀土元素进行了精确分析,具体分析方法和检出限见参考文献^[4]。为了保证分析数据的一致性和可靠性,在分析过程中以国家一级标准物质(GSD 1-6, GSS 1-8 和 GSD 1-12)进行分析数据的质量监控^[13-15]。铂族元素分析由河南省岩矿测试中心完成,其余元素分析由国土资源部地球物理地球化学勘探研究所完成。

3 测试结果分析

由于样品数量很多,在统计时剔除了过大和过

小的数据(各 1%),之后以平均值作为各元素的平均含量,进行讨论分析。

3.1 主要元素

所有样品含有中等至高含量的 SiO₂ (47.7% ~ 74.7%), 较高的 Al₂O₃ (6.1% ~ 24.9%) 和 K₂O (0.8% ~ 5.9%), 而 CaO 和 Na₂O 的含量变化范围很大, 分别为 0.1% ~ 14.1% 和 0.1% ~ 4.3%。在岩石判别图解(图 2)上可以看出,样品主要包括页岩和硬砂岩,只有很少的样品落在石质砂屑砂岩、长石砂岩和铁砂的区域内。

前人统计了来自世界不同地区的岩石数据,得出上地壳元素丰度(UCC),该含量可以作为参考标准来讨论研究地区的各元素富集和亏损的程度。与 UCC 相比(图 3),样品具有较低的 MgO 的含量,暗示了源岩的演化程度较高,同时所有样品都亏损 CaO 和 Na₂O,富集 K₂O,这可能是由于样品经历了强烈的风化作用和淋失作用导致的。样品的 TiO₂ 和 Al₂O₃ 出现了良好的正相关关系(图 4),也暗示了强烈的风化过程^[17]。

3.2 微量元素

微量元素对于讨论沉积岩的源岩、沉积环境、沉积过程等性质非常重要。同样以 UCC 作为参考标准,在图 3 中可以看出扬子板块的样品和华夏板块的样品具有相似的标准化模式,所有样品的大离子亲石元素变化范围很大,其中 Rb 明显高于 UCC, Ba 轻微富集,而 Sr 高度亏损。上述这些特征,以及主要元素所出现的 CaO 和 Na₂O 的亏损和 K₂O 的富集,都暗示了强烈的风化过程。一些过渡元素,如 Ni、Cr、Sc 和 V 都相容于镁铁质组分,并且在沉积岩中比较稳定,能够很好地抵抗风化作用、分选作用、沉积后期作用的影响,因此可以很好地反映源岩的化学性质。在图 3 中可以看出, Ni 和 Cr 相对于 UCC 出现亏损, Sc 和 V 大致与 UCC 相当。总而言之,这些元素都没有出现富集的趋势,因此基性岩不会是主要的源岩。

在稀土元素球粒陨石标准化图解(图 5)上,样品的稀土配分模式基本相同,并出现了轻、重稀土的高度分异和 Eu 的负异常,其中, (La/Yb)_N = 2.9 ~ 13.8, 平均 10, Eu/Eu* = 0.55 ~ 0.85, 平均 0.67, 这些特征与太古宙平均页岩的基本一致, (La/Yb)_N = 9.2, Eu/Eu* = 0.66, 说明样品的组成可以指示源区^[3]。

上地壳中钨、锡的丰度分别为 1.9×10⁻⁶ 和 2.1×10⁻⁶^[11], 与之相比, 华夏板块的样品拥有高的钨、锡

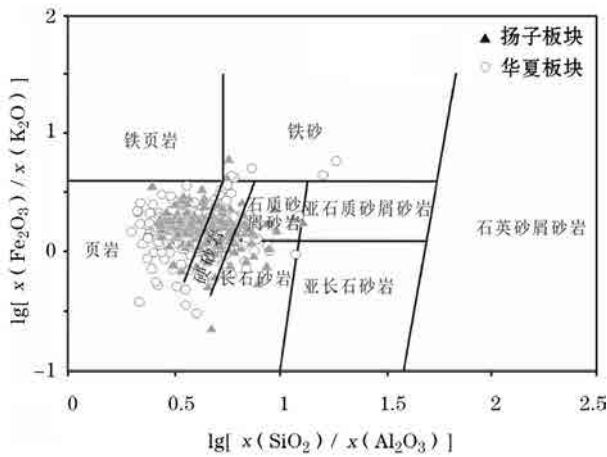


图 2 样品的陆源碎屑沉积岩分类(底图据 Herron, 1988^[16])

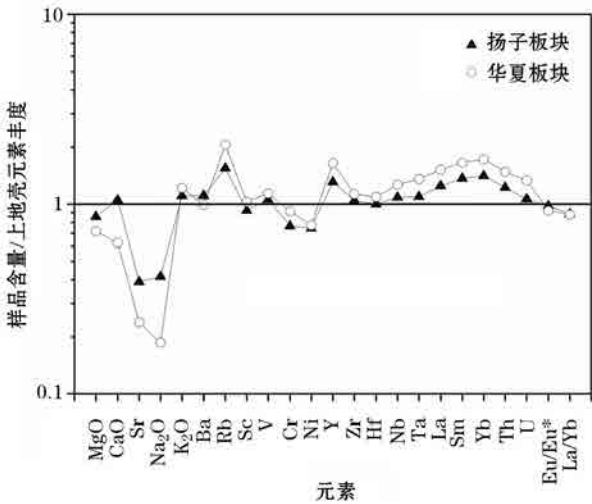


图 3 华南走廊带样品多元素 UCC 标准化解图
(UCC 数据引自 Rudnick and Gao, 2003^[11])

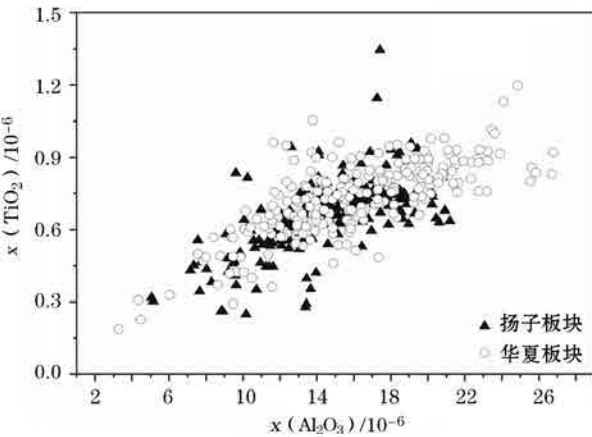


图 4 华南走廊带碎屑沉积岩 TiO₂、Al₂O₃ 的相关关系

含量,分别为 2.8×10⁻⁶和 3.8×10⁻⁶,扬子板块样品中钨的含量略低(1.5×10⁻⁶),而锡的含量很高(2.6×10⁻⁶)。钨、锡的高含量可能与位于华夏板块的南岭钨锡成矿带的形成有关。

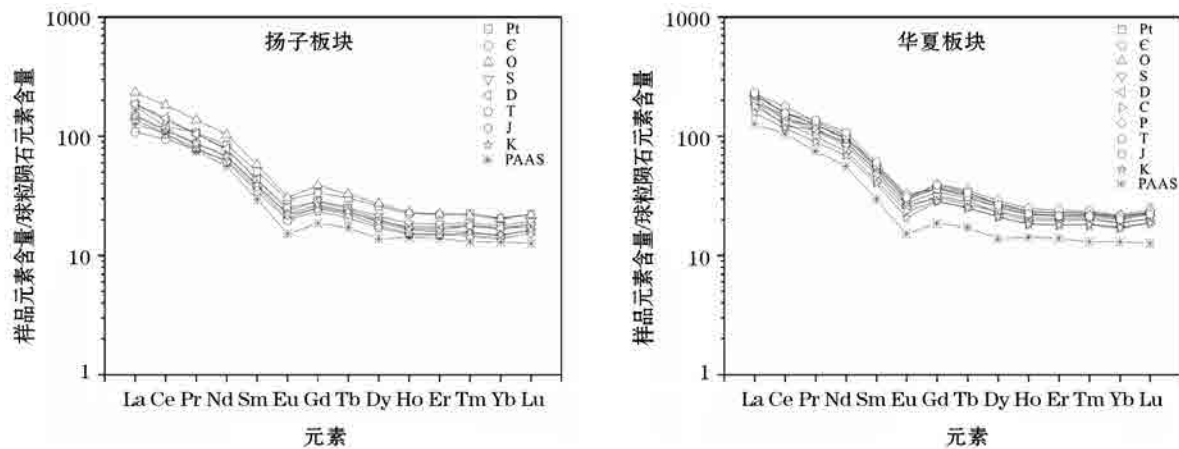


图 5 稀土元素球粒陨石标准化配分模式

(标准化数据引自 Anders and Grevesse, 1989^[18], PAAS 曲线据 Taylor and Mclennan, 1985^[3])

4 讨论

4.1 地球化学特征

4.1.1 风化作用

风化作用会导致岩石中的 Ca、Na、Sr、K 等元素的淋失,显著影响沉积岩的化学组成,因此在讨论沉积岩的源区和化学组成之前,需要对其经历的风化作用进行讨论^[19~21]。从样品的化学组成来看,CaO、N₂O、Sr 的亏损以及 K₂O 的富集暗示了样品所受的风化作用较为强烈。样品具有很高的 $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 比值(0.3~13.2,平均为 4.8,72% 的样品高于 4),也说明样品受到了较为强烈的风化作用,这是因为在沉积岩中, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 比值高于 4 往往代表着强烈的风化作用或沉积再循环过程^[22]。TiO₂ 和 Al₂O₃ 之间存在良好的正相关关系(图 4),也暗示了这一点,这是由于在火山岩中 $w(\text{TiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值往往变化范围较大,只有强烈的化学风化过程才会使样品的这一比值趋于一致。

化学蚀变指数($\text{CIA} = x(\text{Al}_2\text{O}_3)/[x(\text{Al}_2\text{O}_3) + x(\text{CaO}^*) + x(\text{Na}_2\text{O}) + x(\text{K}_2\text{O})] \times 100$)^[23] 和化学风化指数($\text{CIW} = x(\text{Al}_2\text{O}_3)/[x(\text{Al}_2\text{O}_3) + x(\text{CaO}^*) + x(\text{Na}_2\text{O})] \times 100$)^[24] 可以很好地刻画风化程度,其中氧化物使用摩尔分数, $x(\text{CaO}^*)$ 仅指硅酸岩矿物中的含量。由于在沉积过程和变质过程中,K 会发生活化导致 K₂O 含量不能准确反映风化作用程度,而使用 CIW 可以规避这一点。一般来讲,新鲜的、未经风化的火山岩的 CIW 值为 50~60。对于 CaO^{*} 的计算,采用 Bock 等提供的方法^[25]:当 $x(\text{CaO}) > x(\text{Na}_2\text{O})$ 时, $x(\text{Na}_2\text{O}) = x(\text{CaO}^*)$; 当 $x(\text{CaO}) \leq x(\text{Na}_2\text{O})$ 时, $x(\text{CaO}) = x(\text{CaO}^*)$ 。数据显示,样品都具有较高的 CIW (CIW = 58~99,平均为 89)。图 6

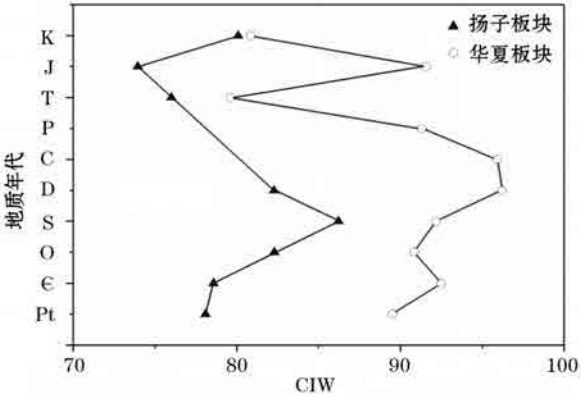


图 6 华南走廊带碎屑沉积岩 CIW 演化曲线

显示各个时代样品的 CIW 都处于较高的水平(>70)。因此可以看出,所有样品都经历了强烈的风化过程。

4.1.2 沉积岩的源区组成

一般来讲,影响沉积岩化学组成的因素主要有源岩组成、风化作用、水力分选、变质作用、热液蚀变。许多研究表明,REE、Th、Sc、Co 等元素的水岩分配系数较小,它们受风化作用、水力分选、变质作用的影响很小,在沉积过程中几乎不发生分馏,可以全部从源区转移到碎屑物质里面,因而这些元素是可靠的源岩组成的化学指标^[3,26~28]。同时,Th、La、Zr 富集在长英质岩石里面,而 Sc、Co、Cr 富集在基性岩里面,因此这两类元素的比值可以有效地指示源区中长英质和镁铁质组分的组成^[20,29~30]。走廊带样品中表征镁铁质组分的微量元素含量很低,说明基性岩应该不是主要源岩;相对于扬子板块,华夏板块的 $w(\text{Th})/w(\text{Co})$ 和 $w(\text{Th})/w(\text{Sc})$ (表 1) 更低,说明华夏板块的沉积岩有更多长英质组分的贡献,这可能与华夏板块广泛出露的花岗岩有关。从图 7 上可以看出,绝大部分样品都落在中性长英质

表 1 华南走廊带碎屑沉积岩中各元素含量比值

元素比值	华南走廊带细粒碎屑沉积岩		沉积物		上地壳	澳大利亚后太古宙页岩
	华夏板块	扬子板块	长英质岩石	基性岩		
$w(\text{Th})/w(\text{Co})$	0.11~18.8	0.32~8.48	0.67~19.4	0.04~1.4	0.61	0.63
$w(\text{Th})/w(\text{Sc})$	0.37~4.55	0.34~3.21	0.84~20.5	0.05~0.22	0.75	0.9
$w(\text{La})/w(\text{Sc})$	0.42~13.7	0.52~9.76	2.5~16.3	0.43~0.86	2.21	2.4
$w(\text{Cr})/w(\text{Th})$	0.54~54.3	1.11~13.3	4.0~15	25~500	8.76	7.53

注: 沉积物数据来自 Cullers^[31,32]、Cullers and Podkovyrov^[33]、Cullers et al^[28]; 上地壳数据取自 Rudnick and Gao (2003); 澳大利亚后太古宙页岩数据来自 Taylor and McLennan^[3]

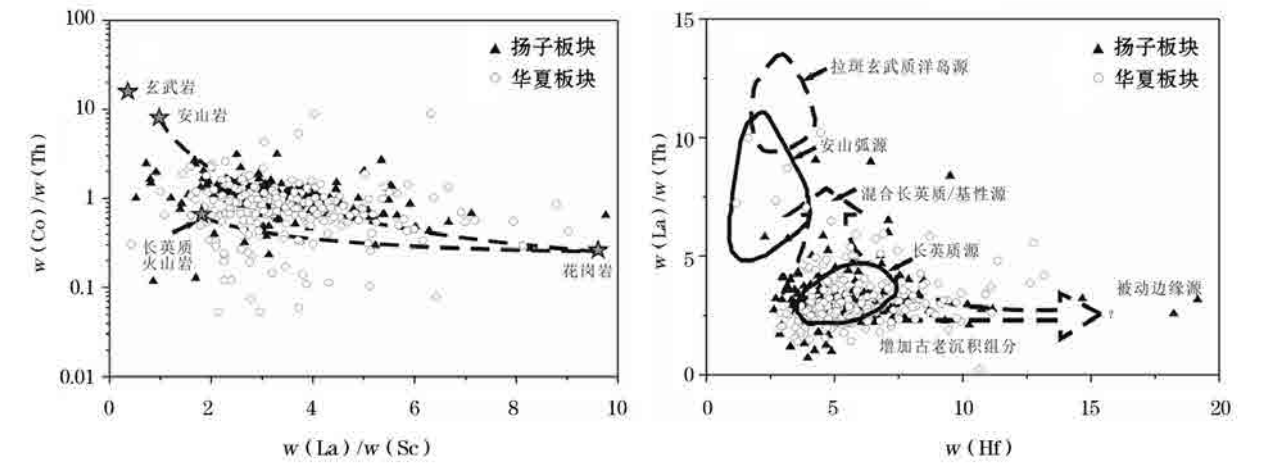


图 7 华南走廊带碎屑沉积岩源岩判别图解(底图分别据 Floyd and Leveridge^[34] 和 Gu et al^[35])

组分的区域内,而远离基性岩端元,这进一步说明了样品的主要源岩是一套包括花岗质、长英质和安山质的中酸性火山岩,而基性岩的贡献很小。

4.2 走廊带上 W、Sn 的时空分布

4.2.1 样品的代表性

为了讨论走廊带上地壳的钨锡含量以及时空分布,首先需要结合样品的地球化学特征来确认其代表性,包括两个方面:①所采集的样品能否代表一个很大的源区;②沉积岩中的钨锡含量能否代表该源区的含量。

对于细粒碎屑沉积岩,长距离的搬运过程会显著提高 CIW,近源的陆壳物质由于搬运距离很短,使得其风化作用程度较小,CIW 也很低;而来自很远、很大的源区的陆壳碎屑物质,经历了长距离的搬运过程,导致其 CIW 很高^[20]。除此之外,沉积岩的源岩也会影响 CIW,不同类型的岩石初始的 CIW 也不尽相同。前文提到,样品的源岩是一套中酸性火山岩,而此类岩石在未经风化时的 CIW 一般不大于 70,因此,如果样品的 CIW 大于 70,就说明样品的风化程度非常强烈,其搬运距离也很大,样品就是一个很大、很远的源区的陆壳碎屑物质经自然混匀后的产物,就可以代表一个很大的源区。在图 8 中可以看到,绝大部分样品的 CIW 都大于 70,说明这些样品可以代表很大的源区。图 6 也显示各个时代的样

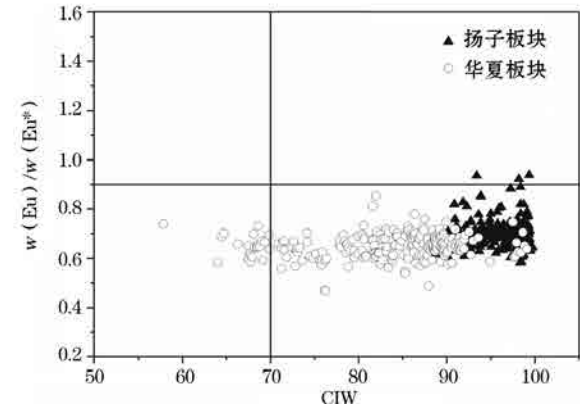


图 8 华南走廊带碎屑沉积岩 CIW — $w(\text{Eu})/w(\text{Eu}^*)$

品平均 CIW 也都大于 70,进一步验证了这一点。

图 9 指示的是各元素的活动性,图中横坐标(k)为元素在海水和上地壳中的分配系数,无量纲。图中右上角的是可溶性元素(如 K、Na、Ca 等),它们具有高水岩分配系数,在沉积过程中更容易发生分馏,即便样品可以代表很大的源区,这些元素在样品里的含量也不能反映该源区的化学组成;而对于落在左下角的元素(如 REE、Th、Sc 等),它们的水岩分配系数很低,在沉积过程中比较稳定,基本可以从源岩中全部转移到碎屑沉积岩中,因此,细粒碎屑沉积岩中这些元素的含量可以反映其源区的化学组成^[3]。对于 W 和 Sn 来讲,它们分别属于中等可溶

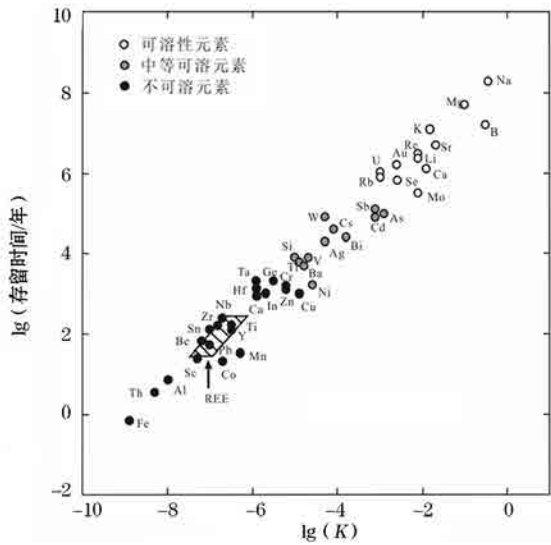


图 9 存留时间与海水/上地壳分配系数的关系

元素和不可溶元素(图 9)。不可溶元素具有很低的水岩分配系数,它们在沉积岩中的含量是可以代表其源区的化学组成的;对于中等可溶元素,如果其含量与 La 呈现较好的相关性,那么也可以代表其源

区的组成^[1]。这是由于碎屑沉积岩中的 REE 的含量主要受控于源区的岩石化学成分,其含量高低可以直接反应源区上地壳,而图 5 显示所有样品的 REE 配分模式均一也验证了这一点^[3],因此,如果元素与 La 出现了较好的相关性,那么其在样品中的含量是可以代表源区的。

从图 10 中可以看到,在华夏板块和扬子板块的样品中,W 和 La 呈现出一定的相关关系,因此样品中的 W 可以反映其在源区上地壳中的丰度。

4.2.2 W、Sn 的时空分布及其指示意义

样品中钨、锡的含量很高,为了更好地刻画这一高含量,以 UCC 作为标准计算元素的富集系数(E_x)

$$E_x = C_x^{\text{sample}} / C_x^{\text{standard}},$$

其中, C_x^{sample} 表示元素在样品中的含量, C_x^{standard} 表示 UCC 中元素丰度。华夏板块的样品中 W 和 Sn 的富集系数分别为 1.47 和 1.80,扬子板块的 W 和 Sn 的富集系数分别为 0.79 和 1.24,可以明显看出华夏板块样品中 W 和 Sn 的含量更高。样品的地球化学特征显示,样品是来自很大、很远的源区经自然混匀的

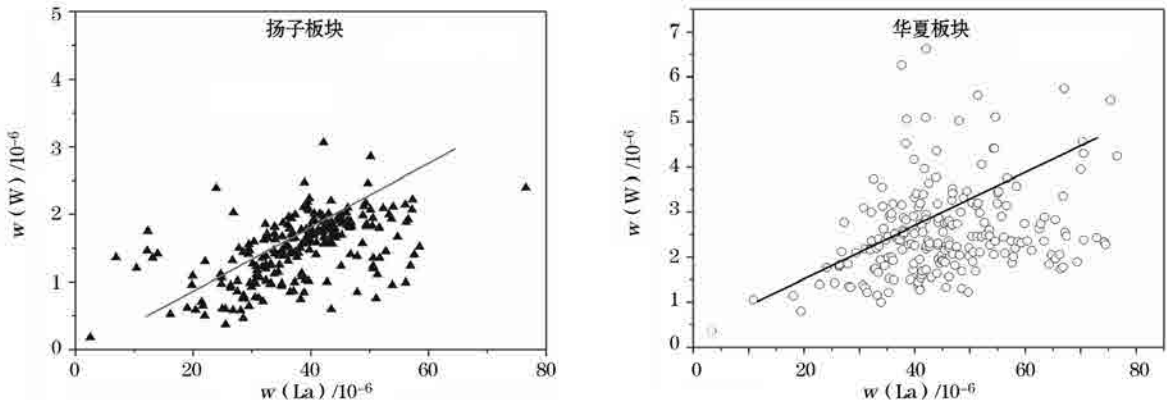


图 10 华南走廊带碎屑沉积岩中 La 和 W 的相关关系

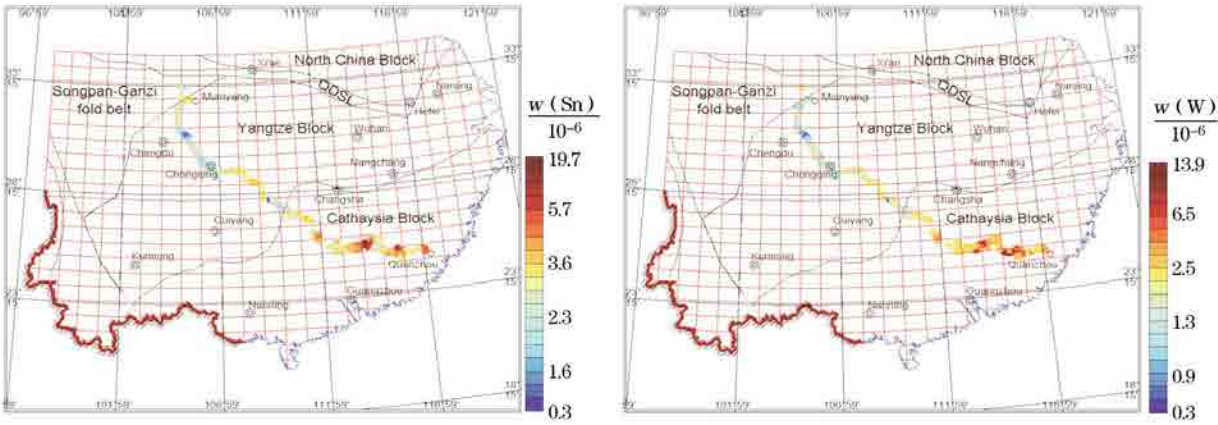


图 11 华南走廊带碎屑岩中 W 和 Sn 的空间分布

产物,其 W 和 Sn 的含量是可以代表该源区的化学组成的,这一特点与沉积物很类似,因此使用地球化学填图的方法来描述走廊带的 W 和 Sn 的空间分布特征。

如图 11 所示,在走廊带上 W 和 Sn 的含量自东南向西北递减,并在江山—绍兴断裂带附近发生突变,W 和 Sn 的高含量主要集中在华夏板块,地球化学图的特征与华南地区的钨锡成矿作用特征非常吻合,这体现在以下两点:①从整个华南地区来看,钨锡矿床主要集中在位于华夏板块的南岭地区,而图中显示的 W 和 Sn 的高含量也集中在华夏板块;②从华夏板块来看,南岭钨锡成矿带的空间分布特征是“东钨西锡”^[10],走廊带穿越了南岭成矿带的西侧,而华夏板块样品中的 W 和 Sn 相对 UCC 的富集

系数分别是 1.47 和 1.80,明显更富集锡,这也是与该地区成矿特征吻合的。

图 12 是走廊带样品中 W 和 Sn 的时间分布特征,从图中可以看出,自中元古代至白垩系,华夏板块的 W 和 Sn 的含量一直高于 UCC,其峰值对应于中元古界—奥陶系地层。南岭钨锡成矿作用集中爆发于中生代(侏罗纪—白垩纪),其他地质时代少有钨锡矿床^[9-10],而沉积岩的成岩物质只能来源于比沉积时代更老的岩石,南岭地区的钨锡成矿作用是无法影响到中生界之前的地层,那么所观察到的中元古代—奥陶系的峰值反映的就是华夏板块的地质背景,也就是说自中元古代以来,华夏板块就拥有很高的 W 和 Sn 的含量。

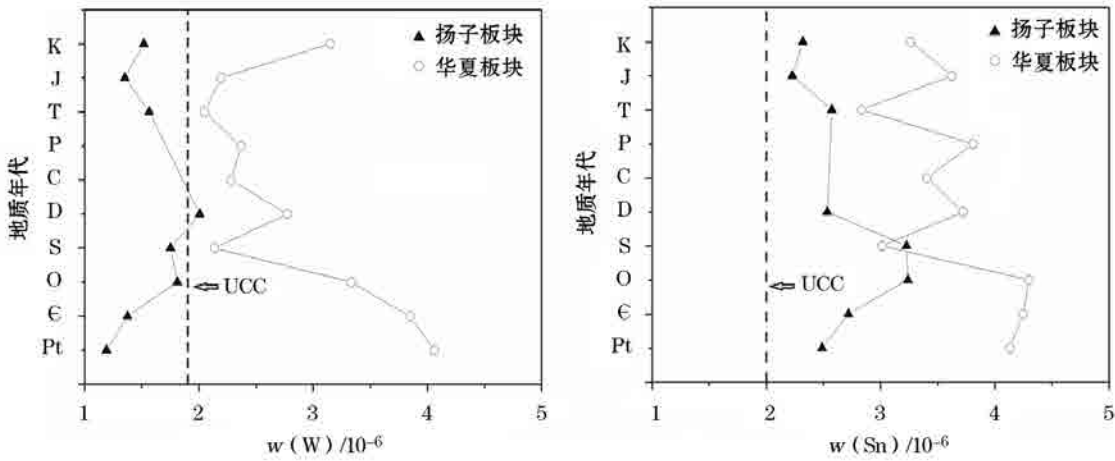


图 12 华南走廊带碎屑沉积岩中 W 和 Sn 的时代分布

表 2 W、Sn 在地球各圈层及中国东部主要构造单元中的分布

10⁻⁶

元素	华南走廊带细粒碎屑沉积岩		原始地幔	地壳			中国东部主要构造单元上地壳丰度					
	华夏板块	扬子板块		上地壳	中地壳	下地壳	华北中部	华北南缘	北秦岭	南秦岭	扬子东部	中国东部
w(W)	2.8	1.5	0.020	1.9	0.6	0.6	0.79	2.62	1.07	0.56	0.70	0.91
w(Sn)	3.8	2.6	0.017	2.1	1.3	1.7	1.54	1.39	2.14	1.74	1.87	1.73

注:原始地幔数据取自 Sun and McDonough^[36];地壳数据取自 Rudnick and Gao^[11];中国东部主要构造单元上地壳丰度数据取自 Gao^[37],其中中国东部指华北板块、秦岭和扬子板块的东部,而走廊带穿越的是扬子板块的西南部

同其他各圈层相比,W 和 Sn 主要富集在上地壳中(表 2)。前人通过研究南岭钨锡成矿作用,认为南岭大规模钨锡矿床的形成与该地区高度异常的钨锡含量密不可分^[38-39]。而细粒碎屑沉积岩中的 W 和 Sn 的含量代表的正是其源区出露地壳的平均组成,无论与上地壳元素丰度相比,还是与中国东部其他主要构造单元相比(表 2),华夏板块的钨锡含量都呈现高度异常,而这一特征也是该地区能够形成全世界最大的钨锡成矿省的重要条件。

5 结论

(1)华南走廊带的细粒碎屑沉积岩经历了强烈的风化作用,其源岩是一套包括安山质、花岗石和长英质的中酸性火山岩,基性岩的贡献很少。相对于扬子板块,华夏板块的样品中长英质组分更多。

(2)细粒碎屑沉积岩的地球化学特征显示,其碎屑物质可以代表很大的源区,W 和 Sn 的含量可以带表其源区的化学组成特点,其中华夏板块样品中 W 和 Sn 的含量明显高于上地壳丰度。

(3)走廊带上 W 和 Sn 的空间分布特征与华南钨锡成矿作用的特征吻合, W 和 Sn 的含量在走廊带上自东南向西北递减, 在江山—绍兴断裂带处发生突变, W 和 Sn 的高含量集中在华夏板块。走廊带穿越南岭成矿带的西侧, 样品中 Sn 相对于上地壳丰度的富集系数更高, 与南岭钨锡矿床“东钨西锡”的空间分布特征一致。

(4)华夏板块自中元古代至白垩系一直具有较高的 W 和 Sn 的含量, 其峰值位于中元古—奥陶系地层, 该高含量反映了华夏板块的地球化学背景, 即华夏板块自中元古代以来上地壳中 W 和 Sn 就达到很高的丰度, 这种高含量为南岭地区超大规模的钨锡成矿省的形成提供了物质基础。

参考文献:

- [1] McLennan S M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2001, 2(4).
- [2] Sims K W W, Newsom H E, Gladney E S. Chemical fractionation during formation of the Earth's core and continental crust: clues from As, Sb, W, and Mo [G]//Newsom H E, Jones J H. *Origin of the Earth*, Oxford University Press, 1990, 1: 291-317.
- [3] Taylor S R, McLennan S M. *The continental crust: its composition and evolution* [M]. 1985. Blackwell, Oxford.
- [4] 王学求, 谢学锦, 张本仁, 等. 地壳全元素探测——构建“化学地球”[J]. *地质学报*, 2010, 84(006): 854-864.
- [5] Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196(1): 51-67.
- [6] Yu J, Zhou X, O'Reilly Y S, et al. Formation history and protolith characteristics of granulite facies metamorphic rock in Central Cathaysia deduced from U-Pb and Lu-Hf isotopic studies of single zircon grains [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(18): 2080-2089.
- [7] Peng J T, Hu R Z, Burnard P G. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): the potential of calcite as a geochronometer [J]. *Chemical Geology*, 2003, 200(1): 129-136.
- [8] Peng J, Zhou M F, Hu R, et al. Precise molybdenite Re-Os and mica Ar-Ar dating of the Mesozoic Yaogangxian tungsten deposit, central Nanling district, South China [J]. *Mineralium Deposita*, 2006, 41(7): 661-669.
- [9] Mao J W, Pirajno F, Cook N. Mesozoic metallogeny in East China and corresponding geodynamic settings—an introduction to the special issue [J]. *Ore Geology Reviews*, 2011, 43(1): 1-7.
- [10] 华仁民, 李光来, 张文兰, 等. 华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探 [J]. *矿床地质*, 2010, 29(1): p.9-23.
- [11] Rudnick R L, Gao S. *Composition of the continental crust* [G]//Rudnick R L. *The Crust: Treatise on geochemistry*, Oxford: Elsevier, 2003, (3): 1-64.
- [12] Garrels R M, Mackenzie F T. *Evolution of sedimentary rocks* [M]. New York: Norton, 1971.
- [13] XIE X J. Perspective. Analytical requirements in international geochemical mapping [J]. *Analyst*, 1995, 120(5): 1497-1504.
- [14] 地球化学标准参考样研究组. 地球化学标准样的研制与分析方法 GSD1-8(中华人民共和国地质矿产部地质专报, 九分析测试与综合利用, 第二号) [S]. 北京: 地质出版社, 1986: 1-359.
- [15] 地球化学标准参考样研究组. 地球化学标准样的研制与分析方法 GSR1-6, GSS1-8, GSD9-12 [M]. 北京: 地质出版社, 1987.
- [16] Herron M M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1988, 58(5): 820-829.
- [17] Young G M, Nesbitt H W. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1998, 68(3): 448-455.
- [18] Anders E, Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53(1): 197-214.
- [19] Cullers R L, Bock B, Guidotti C. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: redistribution of the rare earth elements [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(9): 1847-1861.
- [20] Gao S, Wedepohl K H. The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: implications for decomposition, age and importance of their granitic sources [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 133(1): 81-94.
- [21] Gao S, Ling W, Qiu Y, et al. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(13): 2071-2088.
- [22] McLennan S M. Weathering and global denudation [J]. *The Journal of Geology*, 1993: 295-303.
- [23] Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [J]. *Nature*, 1982, 299(5885): 715-717.
- [24] Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering [J]. *Sedimentary Geology*, 1988, 55(3): 319-322.
- [25] Bock B, McLennan S M, Hanson G N. Geochemistry and provenance of the middle Ordovician Austin Glen member (Normanskill formation) and the Taconian orogeny in New England [J]. *Sedimentology*, 1998, 45(4): 635-655.
- [26] Bhatia M R, Crook K A W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins [J]. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1986, 92(2): 181-193.
- [27] Cullers R L, Barrett T, Carlson R, et al. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA [J]. *Chemical geology*, 1987, 63(3): 275-297.
- [28] Cullers R L, Basu A, Suttner L J. Geochemical signature of prove-

nance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA [J]. Chemical Geology, 1988, 70(4): 335–348.

[29] Condie K C, Wronkiewicz D J. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1990, 97(3): 256–267.

[30] Wronkiewicz D J, Kent C C. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for a 3.0–Ga–old continental craton [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53(7): 1537–1549.

[31] Cullers R L. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(22): 4955–4972.

[32] 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): 77–93.

[33] Cullers R L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies [J]. Lithos, 2000, 51(3): 181–203.

[34] Gu X X, Liu J M, Zheng M H, et al. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence [J]. Journal of Sedimentary Research, 2002, 72(3): 393–407.

[35] Floyd P A, Leveridge B E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones [J]. Journal of the Geological Society, 1987, 144(4): 531–542.

[36] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313–345.

[37] Gao S, Luo T C, Zhang B R, et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1998, 62(11): 1959–1975.

[38] 陈毓川. 华南与燕山期花岗岩有关的稀土, 稀有, 有色金属矿床成矿系列 [J]. 矿床地质, 1983, 2(2): 15–24.

[39] 毛景文. 锡在地球中初始富集与锡矿床成矿关系 [J]. 石家庄经济学院学报, 1991(1): 4.

SPATIAL-TEMPORAL DISTRIBUTION OF W AND Sn IN CLASTIC SEDIMENTARY ROCKS ALONG A TRANSECT ACROSS SOUTH CHINA AND ITS IMPLICATIONS

ZHAO Qi-chao, CHI Qing-hua, WANG Xue-qiu, LIU Dong-sheng, LIU Han-liang, ZHOU Jian
(Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Chinese Academy of Geological Science, Langfang 065000, China)

Abstract: South China is comprised of Yangtze and Cathaysia blocks bounded by the NEE-SWW extending Jiangshan-Shaoxing fault. In order to have a better understanding of the abundance and spatial-temporal distribution of each element in South China, the authors have conducted a geochemical investigation along a 2500 km transect in South China since 2008. 470 samples of fine-grained clastic sedimentary rocks from Middle Proterozoic to Cretaceous in age were collected from the Yangtze block to Cathaysia block at a spacing of 1 site/1~4 km. Analyses of 76 elements have provided us with an insight into the composition and distribution of major and minor elements in sedimentary rocks from Middle Proterozoic to Cretaceous. All the samples are characterized by significant fractionation of LREE and HREE and negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.67$ on average). The significant depletion of Ca, Na and Sr and the high CIW values suggest intermediate to intense chemical weathering of the source rocks. Discrimination diagrams involving La, Th, Sc, Co, and Hf indicate a multiple lithological source composed of granitic, andesitic and felsic volcanic rocks. The geochemical features show that the samples were derived from distant and large provenances, and the concentrations of tungsten and tin of the samples can provide robust estimates of the composition of their region. Along the transect, the values of W and Sn decrease from southeast to northwest and descend abruptly near the Jiangshan-Shaoxing fault. The distribution of W and Sn matches well with the characteristics of W-Sn mineralization in the Cathaysia Block. The Cathaysia Block has high W and Sn relative to UCC, and peak values are existent in the Middle Proterozoic - Ordovician rocks, reflecting the high background in this block, which might explain the reason for the formation of the world's largest W, Sn metallogenic province.

Key words: geochemistry; rare earth elements; clastic sedimentary rocks; South China transect; W and Sn

作者简介: 赵起超 (1987-), 男, 地球化学专业博士研究生。