文章编号：1674－9057(2015)01－0029－11 doi:10.3969/j.issn.1674－9057.2015.01.004

再论元素丰度的成矿学意义

赵 博[1]，于 蕾[2]，张德会[1]，张荣臻[1]，石成龙[1]，田 颖[3]

（1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院，北京 100083；2. 中国工程爆破协会，北京 100142；
3. 河北省区域地质矿产调查研究所，河北 廊坊 065000）

摘 要：成矿作用的最基本单元是元素，丰度对于元素的富集成矿具有数量上的深刻约束。元素丰度通过质量作用效应决定了元素的地球化学性质或行为，使其成矿学意义不仅仅局限于宏观领域或战略层面；性质因素则反作用于丰度的亏损或增益，其中蕴含着质量约束的不确定性；地球化学继承性则意味着质量作用效应的传递。元素丰度对矿床形成的影响或主要取决于成矿对物质来源的依赖，依赖形式是从丰度全量到有效分量、从静态物源到动态物源。大型矿床的成因很可能与地壳丰度时－空分配的不均一性有关，成矿过程本身实质上并无显著性差异，丰度及丰度关系继承了岩石成因。

关键词：克拉克值；成矿学意义；物质来源；质量作用效应

中图分类号：P595 **文献标志码**：A

F. W. Clarke 最早研究了地壳中化学元素的含量，发表《地球化学资料》一书，公布了地壳中50种元素的平均含量，后来人们把元素在地壳中的平均含量命名为克拉克值。作为地球化学基础数据，克拉克值标志地壳作为一个地球化学系统化学成分的总特征，决定了地壳中发生的各种地球化学作用的背景，也提供了一个衡量元素集中分散变化程度的标尺。有观点认为[1]，任何地质体、天体的元素平均含量（丰度）均可用克拉克值表示，只需在其前冠以对象和范围，如大洋克拉克值、矿物克拉克值等，这与元素丰度的概念几无差异；某一块段地壳（从地表至莫霍面）的元素平均含量称为区域克拉克值（区域地壳丰度），它与地球化学找矿中的区域丰度背景值是不同的概念，二者不能混淆。但习惯上，克拉克值是指全球整个地壳中的元素平均含量或质量分数，而元素丰度则表达了整个地球、全球地壳、不同区域地壳等不同地质体的元素平均含量特征[2]。於崇文院士[3]强调，时间、空间、地质－地球化学作用是一切地质现象的本质与核心。那么，从克拉克值到元素丰度就意味着前者时－空分配的不均一性，并且不同类型、强度和规模的地球化学过程对应不同的元素丰度值。笔者倾向于后一种观点，并认为元素丰度具有深刻的成矿学意义。然而对于这一成矿学命题，迄今只有 McKelvey[4]、Eric kson[5]、科维亚特科夫斯基[6]、於崇文等[7]、黎彤等[8]、Mookerjee 等[9]、赵鹏大等[10]、Lehmann[11]等有过涉足，但鲜见系统的阐述，侧重点也大多局限于全球或大区域尺度。事实上，由于继承性使然，金属在含矿热液中的最小浓度[12]、区域金属资源的可获得性[11－13]等成矿规律均与元素丰度有关。矿床，特别是大型－超大型矿床的形成，在很大程度上依赖于金属物质的巨量供应[14]，这正是元素丰度成矿学意义的理论基础。

1 质量作用效应

在地质环境中，大量化学组分共存且浓度相差悬殊，元素丰度间接影响着元素参加地球化学过程的浓度(强度)，从而支配着元素的地球化学行为及成矿规律，或在地球化学反应中起重要作

收稿日期：2014－04－10
基金项目：国土资源部公益性行业科研专项（201411024）；国家自然科学基金项目（41373048）
作者简介：赵 博（1985—），男，博士，研究方向：矿床地球化学，xqqelove@163.com。
通讯作者：张德会，教授，博士生导师，zhdehui@cugb.edu.cn。
引文格式：赵博，于蕾，张德会，等. 再论元素丰度的成矿学意义［J］. 桂林理工大学学报，2015，35（1）：29－39.

用。根据质量作用定律[2, 13]，反应 $FeS_2 + 2H^+ + (1/2)O_2 \Leftrightarrow Fe^{2+} + S_2 + H_2O$ 显示高 f_{O_2} 不利于矿物沉淀；反之，还原性硫表现为亲铜元素地球化学障。岩浆的高氧逸度可使岩浆中处于不饱和状态的硫从低价态转变为高价态，以 S^{4+} 形式存在，因此当 f_{S_2} 达到饱和以后，不形成硫化物而形成硬石膏（$CaSO_4$），Cu、Mo 等亲铜金属并不进入硬石膏，而是仍然保留在残余熔体相中，这就为嗣后热液成矿作用的发生和发展准备了充足的物质基础。相反，许多金属、矿石矿物的溶解度与高 f_{O_2} 有关，如 $FeCl_n^{2-n} + 2H_2S + (1/2)O_2 \Leftrightarrow FeS_2 + 2H^+ + H_2O + nCl^-$，这类反应不但产生酸（$H^+$），并且随着介质 pH 值的降低，驱动反应向左进行，并维持高 f_{O_2}。但有时情况并非如此，如 $Fe_3O_4 + 2H^+ \sim 3Fe^{2+} + H_2O + (3/2)O_2$，高 f_{O_2} 环境驱动反应向左进行，有利于沉淀出 Fe_3O_4，磁铁矿常作为氧逸度缓冲剂[15]。同样道理，虽然 F 的地壳丰度略大于 Cl，但在大多数自然水体或岩浆－热液中 Cl^- 的浓度远高于 F^-，F^- 大量分配进入与含矿热液共存的花岗质熔体相当中。因此，在影响金属浓度的主要变量中，只有温度和氯化物浓度（盐度）是独立变量，通过富氯化物水与正常硅酸盐岩石的平衡可以产生富金属的流体，金属含量达到极端高浓度的盐卤岩浆流体具有十足的成矿潜力[16]，地壳中氯化物的分布和流体循环对于贱金属矿床的形成具有决定意义[17]。盐度也是判断成矿潜力的主要异常标志。

元素的分散（类质同象）和成相对于找矿和资源评价意义重大，但这不仅仅取决于元素各自的晶体化学性质，丰度因素同样不容忽视。隋延辉等[18]指出，如果地壳和某地质体中甲元素的丰度居于高值，那么与甲亲合性类同的元素乙，因其丰度低于甲，则倾向以类质同象形式寄居于以甲元素为主要成分的矿物中趋向分散。如 Rb 之所以呈分散态，是由于与 Rb 亲合性类同的高丰度元素 K（$25\,000 \times 10^{-6}$）的存在，导致其寄主于广泛分布的 K 矿物中（如碱长石）；虽然 Au 在地壳中的丰度不足 Rb（150×10^{-6}）的 1/4 万，但由于地质系统中几乎不存在与 Au 亲合性类同的高丰度元素，即不存在含 Au 的寄主矿物，因此 Au 必然以独立矿物产出。类似的广泛分布的成相与非成相的元素对还有 Zr（锆石）与 Hf；Mo（辉钼矿）与 Re；Zn 与 Cd、In；Al（铝土矿）和 Ga[19] 等。无独有偶，如图 1a 记录了不同元素在单斜辉石－基性熔体之间的分配系数值，可见其统一于同一条“∩”形曲线，主要控制因素为元素电价；图 1b 则综合考虑了元素的实际电价及离子半径等因素，可见不同元素对应于不同的“∩”形曲线，其顶点（分配系数最大值）越接近 Ca^{2+} 者越容易以类质同象形式分配进入单斜辉石晶格当中而趋于分散，这显然与其离子半径与 Ca^{2+} 相仿、以及 Ca^{2+} 在单斜辉石中的相容性和高丰度有关，亦间接地反映了克拉克值对元素类质同象的影响。

研究表明[5]，元素上地壳丰度的对数总是与相应的金属累积储量、矿物种数、矿床数量及规模等的对数之间均保持良好的线性相关。另据 Parnell[21] 报道，规模可观的真核生物有性繁殖大约始于中元古代，但巨量金属物质为当时的硫化物

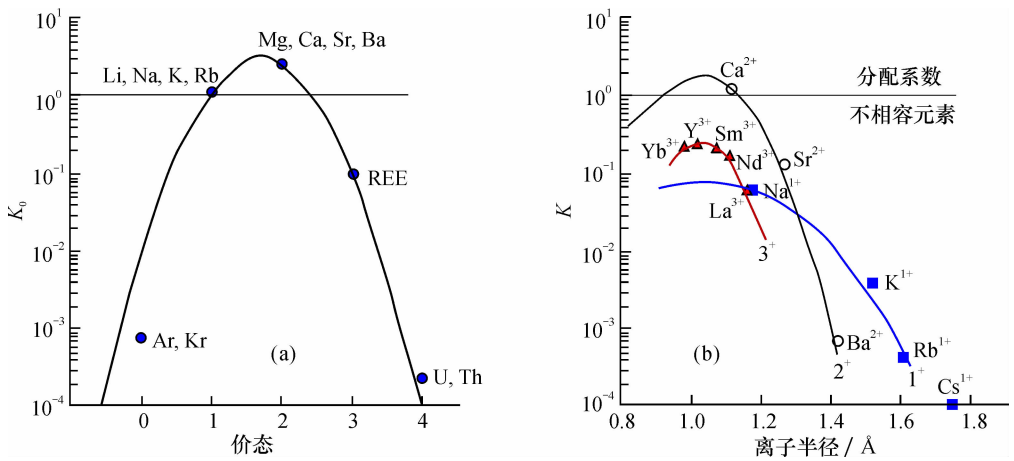

图 1 不同元素的矿物（单斜辉石）－熔体分配系数（据 Vigneresse[20]）

Fig. 1 Theoretical curves for partition coefficient values between melt and clinopyroxene

深海所固定；距今 1.9 Ga 的元古代超级大陆并非第一次地壳增生事件，但就规模和贯通性而言，该次事件较之于更古老的大陆集合体优势明显，并且板内非造山岩浆活动空前广泛而剧烈。及至古元古代—中元古代晚期，多种金属物质已由深部注入上地壳；距今 1.7 ~ 1.6 Ga 时，地球表层的金属硫化物被当时的含氧大气风化殆尽，硫酸盐蒸发岩相随之广泛发育。这样，生命进化可利用的金属地表储库就逐渐形成了，元素丰度为后来地球生命的繁荣和进化提供了丰富的物质供应。

另外，地质重演律[22-25]被认为是地质辩证法的一条基本规律，据此可以从低层次、小尺度地质现象的某些特征和演化规律来认识高层次、大尺度的某些特征和演化规律。笔者认为，尽管表现形式多种多样，但质量作用效应在时间和空间上制约元素地球化学性质或行为的基本规律对不同规模的环节来说总是相似或一脉相承的，这使元素丰度的成矿学意义绝不仅仅局限于宏观领域或战略层面。比如，以全球地壳丰度为背景，地球化学省作为最大的一级异常，必然经历了地球早期历史中的分异作用，或大规模的岩浆、沉积、变质与混合岩化作用的改造；省内发育的各种成矿区带则为区域地球化学异常，其地壳平均化学成分显然异于作为区域异常背景的地球化学省；这样，区域异常又是局部异常（矿致异常）的背景；到了矿床尺度，尽管成矿地球化学机理相当复杂或种类多种多样，如典型的水 - 岩反应、热液蚀变、蒸发盐的沉淀富集、沉积矿床的形成以及金属元素的表生富集作用等，但岩体含矿的首要原因似乎仍然在于对具有较高背景值的原始基质的地球化学继承，取决于成矿作用所损耗的围岩或底层岩石及其演化发展的程度[26-29]，亦即元素的丰度和丰度比值（反映预富集程度）。许多地区可直接观察到围岩原始成分影响矿体成分的明显标志，如含矿石英脉交切围岩使之富集多种金属元素；硫化物矿床与变质基性火山岩或地壳重熔花岗岩演化的成因及接触关系等[29]。进一步缩小观测尺度，还会发现诸如离子吸附[1]等过程也服从质量作用定律。当化合价一定时，水体中的离子浓度愈大，受带异电胶体的吸附作用愈强。

总之，成矿作用的最基本单元是元素，而丰度对于元素的富集成矿具有数量上的深刻约束。或许正如赵博[30]所强调的那样，金属的富集成矿是其在地球不同圈层、不同地球化学块体、不同时代、不同岩石类型、不同相或集合体、不同矿物以及不同赋存介质之间分配累积的结果，然而一旦分配完成，丰度或重新成为制约元素地球化学性质或行为的主要因素之一，即存在质量作用的“重演律”。

2　性质反作用于质量约束

元素的量和质以及它们之间排列组合的差别[30]被认为是控制矿床类别和规模的“基因”。通过质量作用效应（mass action effect），丰度在很大程度上决定了元素的地球化学性质或行为，而这种性质或行为对其亏损或增益往往起到一定反作用，因此“离开性质谈丰度”一如“离开丰度谈性质”是不可想象的。不妨将元素的地球化学性质（行为）与元素本身固有的化学性质分开。元素本身的化学性质（如电负性、离子电位、生成焓、相容性等）固定，元素丰度相对固定，但在外界地质 - 地球化学条件（如 $T-P$、f_{O_2}、f_{S_2}、流体组分及其活度等）影响下的元素地球化学行为（如电价、分配系数、富集系数、变异系数等）不确定性很大甚至难以把握，对其讨论应充分考虑介质环境的影响。

对于第一类反作用（即元素本身的化学性质对其集散分布的影响；相应地，第二类反作用是指元素的地球化学性质对其集散分布的影响[30]），举例来说：赵波等[31]认为，大多数元素的富集成矿或多或少都会经历流体（岩浆 - 热液）的搬运或迁移过程，而离子电位（势）正是影响溶液中元素存在形式和迁移能力的重要控制因素。Raisback[32]认为，离子势越大，该离子吸引电性相反的粒子或者排斥电性相同的粒子的能力就越强。离子势较小的阳离子比离子势较大的阳离子将更容易与水分子带负电的一端发生反应。地球表面的化学风化以及地幔与地壳的分离作用是一个大致相同的过程，即一个低或高离子势的硬阳离子和过渡阳离子与具有中等离子势的阳离子相分离的过程，这直接影响了丰度的（局部）亏损或增益。Laznicka[33]发现，元素形成巨型矿床的能力确实与其克拉克值有关，但主要原因仍在于金属在地壳演化各个阶段的相容性或亲和性。对此，Brimhall[26]

提出，大多数矿石的形成过程源于地幔分异作用的扩大或重演，伴随部分熔融作用，金属作为不相容元素释放出来，嗣后经由岩浆作用成为大陆地壳的一部分，暗示地壳丰度反映了元素的分异演化信息。蒋敬业等[34]强调，对某种岩石类型有着相似的相容性或分配趋势的元素易于形成共生组合，这种共生组合中的元素通常在该岩石中具有较高的丰度；同时，元素在不同岩石中的平均含量又决定其局部背景值，这对于岩体含矿性评价和异常解释十分重要。另外，由于金属氧化物的标准生成焓普遍小于硫化物的生成焓，因此前者在水盐流体或硅酸盐熔体中较为稳定，这很大程度上决定了元素在两相间的分配行为，即丰度比值。

现以矿床分带为例说明第一、二类反作用的耦合。研究表明，矿质沉淀序列通常是溶剂组分、温度、压力、配位体稳定性、水－岩反应、矿物自由能、矿物硬度、金属原子量、多期次热液事件或流体混合、矿物挥发性、电极电位等因素的复杂函数。研究者曾根据二硫化物的稳定性，经质量作用定律校正后，给出了热液矿床金属分带的基本序列：Fe－Ni－Sn－Cu－Zn－Pb－Ag－Au－Sb－Hg。在以 H_2S 为主要硫化物相的氯化物溶液中，矿物 M_aS_b 的溶解－沉淀可以表示为：$M_aS_b + cCl^- + dH^+ + eH_2O \leftrightarrow aMCl_n^{q-n} + bH_2S + gO_2$。在给定温压条件下，将 $\sum m^0$ 定义为金属 M 不同配位体总和的饱和浓度，当 M 的实际金属浓度 $\sum m$ 大于 $\sum m^0$ 时就会发生沉淀，或当成矿作用起始阶段某金属溶液的最小浓度 $\sum m$ 越接近于 $\sum m^0$ 时，其在分带序列中就越早发生沉淀。Helgeson[35]相信，这实际上也是质量作用效应的一种表现，说明浓度或克拉克值较大的元素先沉淀（常作为主成矿元素），较小的后沉淀（以类质同象等形式分散进入先沉淀矿物的可能性增大，或形成伴生矿物），矿床分带由此形成。Susak 等[36]进一步提出，为多因素所控制的 $\sum m^0$ 可整合为：$\sum m^0 = Q_E \times Q_{min} \times Q_{ion}$，其中 Q_E 称为环境项（environmental term）、Q_{min}为矿物项（mineral term）、Q_{ion}为溶解离子项。

如表 1，容易将硫化物矿物按其化学计量（a、b、q）差异分成若干组，这样，外界理化条件（pH、f_{O_2}、a_{H_2S}、a_{H_2O}）的变化将以同样的作用或力度对组内所有矿物施加影响。如温度只能决定该组矿物在分带序列（zoning sequence）中的大致位置或沉淀时间，但无法确定单个矿物在实际分带序列的位置。同一组内的矿物分带序列与介质环境 Q_E 无关，然而环境相 Q_E 的改变则对不同分组的矿物分带序列有重要影响，正是这种组际效应（interclass effect）导致实际分带序列有时成为上述“基本序列”的特例甚至反例。如对于 MVT 型 Pb－Zn 矿床，方铅矿和闪锌矿的沉淀序列与介质 pH 值的变化无关；但是当黄铜矿、方铅矿和闪锌矿同时出现时则否，这是因为黄铜矿与后两者有组别之分（interclass discrepancy），即不同的外界理－化条件对不同分组施加不同影响。在同一分组内，矿物的分带沉淀序列只与 $Q_{min} \times Q_{ion}$ 有关。然而除非矿物组分明显不同于其纯净相；否则，Q_{min} 取值大约为 1，这是因为矿物相仅为金属硫化物活度的函数（前提是在给定 T、P 条件下（纯净）矿物计量比例保持标准状态）。尽管未考虑金属硫化物的组别差异，但在决定矿物分带序列的诸多因素中，Q_{min} 的重要性十分有限；Q_{ion} 实际上是控制组内分带序列的主导因素，Q_{ion} 反映了水溶液中金属氯化物络合物、含 Cl^- 配阴离子等变量的化学特征，这对决定同一分组的沉淀序列（$\sum m_i$）意义重大。氧化物、硒化物、砷化物、锑化物、碲化物等矿物的分带形成情形也相仿。

表 1 按矿物计量学及水溶液中金属离子电价划分的简单硫化物矿物分带组合（据 Susak 等[36]）

Table 1 An illustration of zoning classes of simple sulfides based on mineral stoichiometries and charge of the aqueous metal ion

MS（价态 $q=2$）	M_2S（$q=1$）	MS_2（$q=2$）
FeS，陨硫铁（雌黄铁矿）	Ag_2S，辉银矿	FeS_2，黄铁矿
MnS，硫锰矿	Cu_2S^0 辉铜矿	MnS_2，方硫锰矿
CuS^0，铜蓝	Au_2S	NiS_2，方硫镍矿
PbS，方铅矿		MoS_2，辉钼矿
HgS，辰砂		WS_2，辉钨矿
ZnS，闪锌矿		
CdS，硫镉矿		
NiS，针硫镍矿		
SnS，硫锡矿		
MS（$q=1$）		
CuS^0 铜蓝		
$M_2M'M''S_4$	$M_5M'S_4$	$MM'S_2$
（$q=q'=q''=2$）	（$q=q'=2$）	（$q=q'=2$）
$Cu_2FeSnS_4^0$	$Cu_5FeS_4^0$	$CuFeS_2^0$
黄锡矿	斑铜矿	黄铜矿

本例中，质量作用效应表现为不同金属的 $\sum m/\sum m^0$ 值越接近于 1，越早发生沉淀；$\sum m^0$ 的大小则受制于第二类反作用，即由外界环境所控制的元素地球化学行为只有在“组别差异”存在前提下才能反作用于质量约束；同一分组的 $\sum m^0$ 主要与溶解离子本身的化学性质（第一类反作用）有关。

总之，由于性质因素的反作用，元素必须藉着以“数量×质量”为基础的综合优势才能获得成矿富集的“主动权”，兼顾元素的质和量是探讨元素丰度成矿学意义的基本前提。比如，云英岩化通常产于高度分异花岗岩的顶上带部位，呈帽状、层状产出，侵位深度约为 3～5 km，常富集 Cl、B、F 等挥发性组分；云英岩化及云英岩本身对于寻找与花岗岩类有关的 Sn、W、U、Mo、Be、Bi、Li、Nb、Ta、HREE、F 等矿床具有重要意义，但导致其成矿专属性的原因却存在争议。一种观点认为，促使这些挥发分和微量元素在残余熔体中富集的主因应在于原地结晶分异演化；另一种观点认为，成矿源岩本身即存在 Sn－W－U－F、碱金属、B（与岩浆侵入某些蒸发岩相有关）等元素的超常富集。Pirajno[15] 认为，有必要调和这两种认识：先继承、后分异。张德会等[37] 还指出，既考虑元素的富集系数（数量）又考虑其变异程度（质量）的乘积值是评价岩浆岩成矿潜力的重要刻画。于蕾等[38] 注意到，元素的分类方案有二：一是针对已知的共性元素组合描述其数量差异；二是将元素按照某一地球化学指标上的数量级差异进行归类，并为此寻求合理的地质解释或成因推理。

3　元素丰度与成矿物质来源

笔者认为，元素丰度对矿床形成的影响主要取决于成矿对物质来源的依赖，依赖形式是从丰度全量到有效分量、从静态物源到动态物源。

赵博等[30] 指出，元素存在状态的差异决定了其释放的难易程度，禁锢在造岩矿物晶格中的微量元素，即便具有较高的源岩丰度（全量），甚至在此基础上分异出一些低缓异常，但因其处于分散－半分散的赋存状态，导致可被流体利用的化学活动态的有效分量有限，对成矿意义不大。元素在介质中的存在形式不同，对找矿的指示意义亦不同，通过相态分析容易剔除或抑制与成矿无关状态的丰度分量[39]，这大大提高了矿与非矿地质体和化探异常的判定成功率。相态分析亦为利用表生条件（地表疏松层）下物质组分和存在形式研究其原生状况提供了可能，因为异常元素从矿源层经过搬运迁移到汇水盆地固定下来，其存在形式（活动态）与矿源层的原始状态（有效相态）或多或少具有一定的继承性。如胶东地球化学块体中 Au 的丰度为 4.5 ng·g^{-1}，其有效分量和无效分量比例相当，分别为 2.1 和 2.4 ng·g^{-1}；有效分量又分为水提取金、吸附金、自然金、氧化物包裹金、碳酸盐包裹金和硫化物金等表生赋存形式。总之，必须明确元素丰度的成矿学意义并不在于源岩中元素的全量，而在于易被成矿过程利用的活动态分量（有效相态），且活动态物质的含量比例越高对成矿越有利。

为此，戚长谋[40] 提出了元素状态丰度（state abundance of element）的概念，认为对地球及宇宙固体部分来说，其存在状态主要表现为不同的矿物相。以 Au 为例，王学求等[41] 进一步补充道：Au 的电离势极高，难以氧化，与所有化合剂形成化合物的不稳定性，决定了它在自然界主要呈自然金属状态存在，人们习惯将其列入惰性元素。但大量的研究又发现 Au 是很容易迁移的。这两种观点在一定程度上都是正确的，因为 Au 确实既有惰性的一面，又有活动性的一面。Au 的化学活动性、溶解、迁移取决于硫的络合物、氯的络合物和有机络合物，但在各种化合物或生物对 Au 的溶解和转化过程中，金颗粒的大小是至关重要的因素之一。极细的纳米金易于溶解，而相对粗颗粒金却比较稳定，不易被溶解与迁移。粗粒 Au 由于具有化学上的稳定性和密度大，不易被远距离搬运；而呈高度分散形式存在的超微细亚微米和纳米金，在物理上会被水悬浮和气体等营力发生物理搬运，也可以与自然界硫、氯和有机质形成络合物以化学方式迁移。这种超微细金（包括微粒 Au、胶体 Au 和亚微米至纳米级 Au 颗粒）具有极强的物理和化学活动性，几乎能被各种营力作长距离搬运，最终形成大规模 Au 地球化学异常。这被认为是 Au 地球化学省成因的微观解释。

另一方面，成矿物质来源又可分为静态和动态两种。前者考虑矿区周围的地层、岩体或深部的地壳、地幔或岩浆房中成矿元素的高丰度背景，认为

成矿元素丰度较高的或者初步富集的地质体，被称为矿源层甚或矿胚。笔者认为，成矿作用对静态物源的依赖应该是以花岗岩类的含矿性或成矿专属性、丰度有效分量这两种形式直接表现出来的。动态物源则如传输带原理一样，板片通过 A 型或 B 型俯冲作用将成矿物质源源不断地提供给成矿系统，致使能够在低成矿元素背景下形成超乎想像的巨型矿床。比如蕴藏有 10^8 t Cu 的智利 Chuquicamata 杂岩体的形成至少需要淋滤 2.5×10^9 t 的火山岛弧物质，其中 Cu 的源区丰度必须高达 80×10^{-6}，即 50 km × 10 km × 10 km 的物质体积，假定淋滤效率 <30%，则该体积增至 50 km × 10 km × 30 km，如此巨量的 Cu 被重新分配在一个宽度只有 10 km 的巨型杂岩体成矿带内，静态物源的提法显然无法解释。作为世界上最大的锡矿床，玻利维亚 Llallagua 矿床曾为全球市场提供了 >50 万 t 的 Sn，如果将原生晕中的 Sn 计算在内，则该矿床的储锡量至少为 200 万 t，其绝大部分产在出露面积约为 1 km^2 的筒状岩株中。假定 Sn 的地壳丰度为 2.5×10^{-6}、淋滤效率 <30%，则成矿至少需要 4 km × 10 km × 30 km 岩块体积的物质供应。

可见，动态物源考虑了成矿物质供应的效率因素[42]。如果为元素丰度所反映的有限的成矿物质分散在较大的空间范围内，那么就无法形成矿床；但是当相同数量的成矿物质被动态运移并聚集在很小的空间范围时则易于成矿。Vigneresse[20] 提出，岩浆混合(扩散?)作用平滑了各组分间的浓度梯度，导致体系自由能($-\Delta G$)降低、熵(ΔS)增大。Pirajno[15] 则报道称，诸如 As、Sn、Zr、Sr、W、Mo 等元素的矿化富集很可能与高温铁镁质岩浆侵入顶部长英质岩浆房过程中的不同相态和组分的混合或扩散作用有关，这同样是一种动态物源。

4 地球化学继承性研究

4.1 时间继承

前已述及，地壳丰度与全球储量之间存在着清晰的线性关系，因此累积储量的时间分布型式很可能反映了地壳丰度的时间分布型式。

Veizer 等[43] 提出，地质体（如矿物岩石、矿床、地质构造）处于永无止境的生/灭循环中，使得地质过程的时间分布模式类似于生物物种的年龄结构，可以用群体动力学方程进行描述。如图 2a，石油的生/灭速率大致相当，仅在志留纪和泥盆纪出现了小幅震荡，其半寿命期为 ~87 Ma。煤储量的时间分布特征则暗示随着时间的推移，破坏的速率加大，但早期形成的储量得以保留；晚古生代出现了一个成煤高峰期，这之后的半寿命期为 ~265 Ma；由于半寿命期较长，时至今日晚古生代的煤储量仍未消耗殆尽，否则其时间分布型式必然与石油类似。天然气的分布明显具有复合的特征，其在古生代中期的循环速率（生/灭比例）与这一时期的石油类似，然而从中生代到新生代循环速率降低（斜率趋于平缓，半寿命期增至 ~120 Ma，成藏多或保存好、破坏少）；晚古生代时期天然气储量较之前和较之后均保存良好。如图 2b，金属累积储量的时间分布型式与图 2a 有同有异，金属的累积储量明显被 1.5 Ga（古元古代）的某次地质事件所截断，笔者称之为元古代反转（inversion）。反转之后，从 Cr 到 Al 累积储量的时间斜率逐渐陡峭（循环速率快、半寿命期降低、新增储量减少、破坏力度加大），这种情形与煤和石油生灭循环的规律非常相似，即反转之前的储量占据现今储量的绝大部分，反转之后更为稳定的大陆构造环境则有利于这些储量的保藏，这也有可能反映了现今大陆地壳克拉克值的时间继承规律。

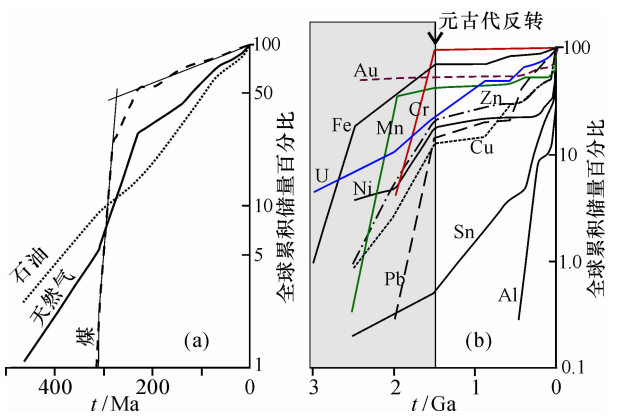

图 2 有机矿产（a）和金属矿产（b）全球累积储量的年龄分布型式（据 Veizer 等[43]）

Fig. 2 Cumulative percent of present-day global reserves of organic (a) and metal minerals (b)

Al 的循环速率最快，半寿命期仅为 ~40 Ma，元古代反转之后 ~45 ±5 个半寿命期即可将早期形成的富 Al 矾土矿储量消耗殆尽；相反，Cr 的循环速率最慢，其斜率几乎为 0，因此将反转之前的储

量保存完好，现今绝大部分的 Cr 储量均赋存于新太古代—古元古代侵入稳定克拉通（地盾）地区的层状超镁铁质杂岩体中，这种稳定地盾则被认为具有最缓慢的循环速率。至于其他元素，随着循环速率的依次增高（斜率越陡），其对反转之前储量的“记忆”越模糊，原因要么是因为新增储量减少，要么是已有储量的保存条件差，总之破坏作用大于建设或继承。元古代反转之前的时间分布则呈现出骤降趋势，意味着金属储量在反转之前的时间范围内不约而同地迅速增长。大陆地壳在这段时间（从新太古代—古元古代，~1.75 ±0.25 Ga）逐渐增生并达到现今规模，这对储量保存十分有利。当然，并非所有的成矿学问题都可以通过元素丰度得到解释，金属储量的时间、空间分布规律本身就是一个极其复杂的问题，它所涉及到的问题已绝不是一个“元素丰度”的问题了。不过就全球尺度而言，丰度与储量（或丰度对数与储量对数）之间的线性关系却是毋庸置疑的[4-5, 9-10]，本节的讨论只是对这一基本原理作适当延伸。但对于“地壳丰度的时间继承是否与金属累积储量的时间继承同步、等比例”等实际问题，在缺少其他地质证据的前提下笔者不轻易下结论，有关论述仅作参考。

储量形成及构造演化的历史可划分为 5 幕。

第 1 幕：绿岩带构造型式在太古代达到高潮，在古元古代则被削弱；对应于热液型 Au 矿床、火山沉积 Algoma 型 Fe 矿床、块状硫化物 Zn、Cu 矿床的成藏高峰期。第 2 幕：克拉通化阶段。部分与绿岩带重叠，但最终替代之；对应于化学沉积型 Fe－Mn 矿床、碎屑沉积型 Au、U 砂矿的成矿高峰；大陆地壳的增生及克拉通化在 ~2.5 ±0.5 Ga 时达到高潮，~1.75 ±0.25 Ga 时的面积已十分接近现今大陆地壳。第 3 幕：裂谷阶段。距今 ~1.8 ±0.3 Ga 时，对先前已被克拉通化的大陆地壳产生最深刻影响，并伴随着剧烈的镁铁质－超镁铁质火山和侵入活动。这一时期典型的储量类型为：化学沉积成因基性金属（Pb、Zn > Cu）矿化、与镁铁质－超镁铁质杂岩体有关的热液矿床、火山沉积成因 Mn 矿床、上覆于活化基底的热液型或不整合型（unconformity）U 矿床，以及这些矿床类型的变质产物，等等。第 4 幕：在长达 ~1.7 ±0.1 Ca 到 0.9(0.6) Ga 的时间跨度范围内，产生了大量中—新元古代克拉通构造，碱性火山、侵入岩浆活动剧烈，但未见铁镁质－中性岩浆岩及其伴生的金属矿化广泛发育。不同成因的矿床，特别是对全球储量贡献较大的巨型—超巨型矿床，在这一时期普遍缺失，很可能是因为保存在克拉通沉积盖层中的外生成因矿床贡献了当时金属储量的绝大部分，如不整合型 U、Mn、Cu 矿等，嗣后因风化作用导致储量流失。第 5 幕：显生宙阶段。与古生代造山带花岗岩类侵入体有关的热液型多金属矿床逐渐增多，成因（子）类型亦不断多样化。这样，蕴藏在元古代超级大陆地壳中的巨大金属储量经过后期地质作用的破坏和分散，以及第 4 幕的短暂休眠之后，随着广泛的板块运动、岩浆－热液活动的加剧，至此又被继承和重组了。由此，我们也很难相信克拉克值与储量之间的线性关系在不同的地球动力学背景条件下仍然保持一致，大陆地壳丰度的时间继承规律可能比想像中更复杂。

4.2　空间继承

Xie 等[44-45]提出，地球化学块体(geochemical blocks)是指地壳中某种或某些元素具有高丰度的巨大岩块，厚度假定为 1 000 m(接近许多典型矿床的勘探深度)，同时约定岩块的出露面积必须大于等于地球化学省的范围(1 000 ~10 000 km^2)。这些套合的块体模式是地幔物质分异形成陆壳物质后，由于陆壳物质的不均匀性以及演化至今集时间、空间四维一体的总的显示；可用于追踪金属物质浓集的趋势，从而来追索巨型矿床的成矿远景地段，尤其是“最后阶段”形成矿床的成矿物质供应源、浓集的路径和成矿场所等。地球化学块体与地壳丰度在大区域尺度上分配的不均一性有关，因为无论是对不同规模的块体还是对同等规模的块体或构造单元，它们的元素丰度背景是有显著差异的。事实上，人们很难从成矿过程、成矿环境和成矿条件来辨认大型矿床与一般矿床的差异，统计显示，某种类型的矿床譬如斑岩铜矿，其巨型矿床出现的几率要大大高于其他类型的铜矿，在对巨型斑岩铜矿和小型斑岩铜矿系统的定性的区分上没有丝毫的准则可循，并且超大型斑岩铜矿床与一般规模的斑岩矿床在解剖学上没有特别之处。如果发现不了任何控制巨型矿床的特殊的区域与局部因素情况下，那么就无法回避这样一个经验式真理：

即对矿床所在地点供应特大数量的金属是形成巨型矿床的基本要求。不同陆核中同一种岩石类型具有不同的化学和同位素特征，但同一陆核、不同时代的岩石却具有较为相似的地球化学特征，即新、老岩石具有地球化学演化的继承性。同一地质体上的这种地球化学继承性也包括物质成分的继承，物质成分量（丰度）众寡的差异在相同的成矿环境中往往形成矿床规模大小不同的矿床（矿集区）。总之，根据（区域）地壳丰度空间分配的不均一性及其逐步浓集趋势，易于迅速掌握全局，逐步缩小靶区。

饶有兴趣的是，不同尺度规模地球化学块体异常的套合结构与 Koch 分形曲线（设想一个边长为 1 的等边三角形，取每边中间的 1/3，接上去一个形状完全相似的但边长为其 1/3 的三角形，结果是一个六角形。现在取六角形的每个边作同样的变换，即在中间 1/3 接上更小的三角形，以此重复、直至无穷，其外形变得越来越细微曲折，甚至接近理想化的雪花）的起伏变化十分相似（图 3），这一方面暗示着矿质浓集的分形动力学成因，另一方面告诉人们：Xie 等[45]之所以倡导超低密度地球化学块体填图方法，似乎也进行了这样的考量：如果要精确测量 Koch 曲线几乎需要无穷多的且无限小的线段进行量度，而随着观测尺度的增大，Koch 曲线必然不厌其烦的展示自己新的细部，但如果用尺度较大的线段进行量度，虽然暂时不能精确知道曲线变化的各种细节，却很快确定出其顶点的位置，并获知其大致形状，避免迷失于细节（lost in details）。同样道理：寻找大型 - 超大型矿床可能并不需要太多的信息，因为不同大地构造单元（或地球化学块体）在其太初形成时就存在金属丰度的差异，并且这种差异性可以在后期演化阶段继承和延续下去，大型矿床的形成即要求金属的地壳丰度在大区域尺度上显著增高并逐级浓集[46]；相反，大量地质 - 地球化学信息可能仅有助于发现和解释一些中 - 小型矿床，如此一来，成矿金属的源区（岩）丰度就只能扮演起“参照基准”的陪衬角色，其成矿学意义也就无法显明，这很值得我们深思。

地壳丰度大区域分配的不均一性虽然提供了成矿所需的巨量物质来源，但充足的物质供应只是形成大型、超大型矿床的必要条件，每个地球化学块体并不一定都有与之对应的矿集区[46]。如扬子地块西南缘的 Cu 多金属地球化学异常以峨眉山玄武岩地幔柱区域为主体，与玄武岩中 Cu 的背景值高有关，但仅分布少量小型玄武岩 Cu 矿床。刘大义等[47]以 6×10^{-6} 含量圈定的 Sn 地球化学块体面积占全国占整个扫面计划覆盖面积的 10%，而在 8×10^{-6}、10×10^{-6} 级次所圈出的 Sn 地球化学子块体占的比率约为 7% 和 5%。也就是说，这样的子块体出现的几率只有 0.07 和 0.05，对于利用 8×10^{-6}、10×10^{-6} 含量级次 Sn 的地球化学块体成矿率 0.205% 和 0.208% 所预测的中国锡的资源潜力，换算成概率只有 7% ×0.205% =0.014 35% 和 5% ×0.208% =0.010 40%，这种成矿事件发生的几率只有万分之 1.435 和 1.040，但如此小概率的成矿事件还是发生了！表面上看，质量作用效应似乎很难解释，但不排除有的矿床可能隐伏在地表之下，其上方为厚层运积物，或为成矿后的火山岩或沉积岩所覆盖；有的矿床的物质直接来源于深部下地壳或上地幔，有些可能剥蚀到了尾部。总之，由于半出露、弱化或掩蔽现象的广泛存在，地球化学块体内所蕴藏的金属量及资源潜力可能会被低估。

按照万天丰[48]的精辟论述，中国大陆扬子板

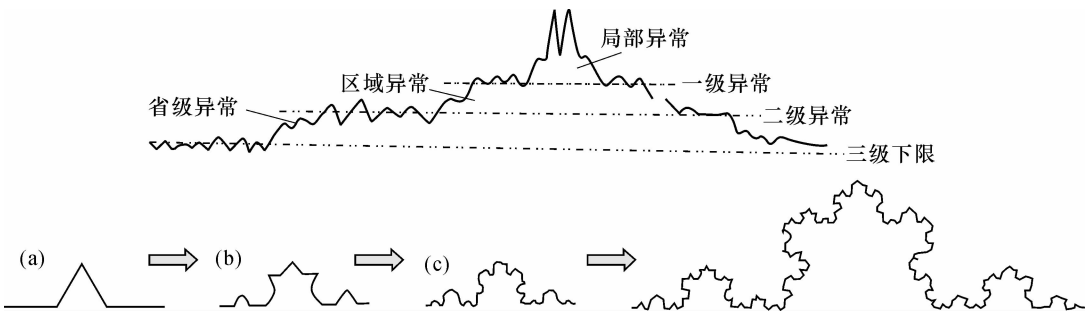

图 3 局部、区域和省级地球化学异常三级嵌套与 Koch 曲线对比

Fig. 3 Comparison of local, regional and provincial geochemical anomalies and Koch fractal line

块的南、北部是在青白口纪（四堡期）拼合起来的。北扬子板块以发育 Cu、Fe、Au 和 Hg 等矿床为特征；南扬子板块则以形成 Sn、Pb、Zn 和 Sb 等矿床为特征，又被称为锡板块。南扬子板块尽管也可以出现 W 矿床，但规模和数量十分有限，而华夏板块富集的 W 矿储量占全球的一半以上，又被称为 W 板块，同时伴生 Pb、Zn、Ag、Cu、Au、U 和稀土等重要矿床以及许多低温热液非金属矿床。中国大陆多数地区的 W、Sn 都相当贫乏，只有华夏板块富 W、南扬子板块富 Sn，但在东北地区的佳木斯、大兴安岭、敦煌－阿拉善和准格尔却发现了一些中－小型 W－Sn 矿床，暗示这些小地块在其地质历史的早期可能与华夏板块、南扬子板块处在比较接近的位置。然而，由于地块多次发生大幅度的运移和强烈的碰撞作用、壳内和壳幔之间经常发生滑脱以及多期板内构造变形作用的影响，成矿元素的原始富集规律早已改变，使得地块的成矿元素分布变得复杂多样（如科维亚特科夫斯基[6]指出，平均含量（丰度）加上其变化幅度代表元素存在的分散形式，异常高的含量代表其存在的集中形式），有时甚至给人一种缺乏规律性的感觉，但这并不否认与地球化学继承性有关的金属初始丰度的控矿意义。

丰度的地球化学继承性也意味着质量作用效应的传递。那么，能否对巨型矿床进行定位预测或绕过小型矿床直接勘查巨型矿床呢？相信答案是否定的！Laznicka[33]强调，如果大多数巨型矿床是由大小不同的矿床组成的矿石类型之数量峰值的话，那么发现巨型矿床的机会就是统计学意义上的，只能随着更多中－小型矿床的发现使发现巨型矿床的几率增大。勘查大型矿床好比钓鱼，垂钓的地方必须是鱼想要去的地方，这样才有可能钓到一条大鱼。由于（区域）地壳丰度空间分配的不均一性，大型矿床的形成必须建立在特定的地球化学块体基础上，但这正是“鱼想要去的地方”；反过来，一旦有了这样的块体，则不难形成某些金属的大型矿集区，注意：不是大型矿床。原因在于：成矿过程，特别是大型－超大型矿床的形成，很可能先依赖于物质的巨量供应，后依赖于物质的有效重组[30]（类比分形动力学方程后期的周期分叉－混沌行为[49]），这一过程孕育着质量作用效应的不确定性。正如 Cox[50]所强调的那样，如果没有高效的富集（向上分叉[49]）机制，即便是最有利的成矿构造环境、高丰度背景也只能产出一个面积巨大、低品位的异常，而不是矿床。

4.3　成因继承

前已述及，时间、空间、地质－地球化学作用是一切地质现象的本质和核心，故元素丰度的地球化学继承性除了时间继承、空间继承，还应包括成因继承。对此，刘峰等[51]提出了元素丰度关系三定律，用以判别岩石成因。（1）对于分离作用过程：元素丰度 (x,y) 互呈幂函数关系 $y = Ax^R$。其中，R 为丰度常数，A 为相常数，该式适用于一切分离作用。（2）平衡部分熔融作用过程：元素丰度 (x, y) 互呈分式线性函数关系 $y/y_0 = (a + bx/x_0)/(c + dy/y_0)$。其中，$x$、$y$ 为幔源原始岩浆元素丰度，x_0、y_0 为地幔岩元素丰度，a、b、c、d 为丰度常数。（3）对于二元混合作用：元素丰度 (x,y) 互呈分式线性函数关系 $y = (a + bx)/(c + dx)$。其中，x,y 为岩石中的元素丰度，a、b、c、d 为丰度常数，丰度常数与总分配系数 $D(x,y)$ 无关，只与两已知岩石的元素丰度 $(x_1,y_1;x_2,y_2)$ 有关。限于篇幅，关于丰度常数的计算方法这里不再赘述，详见文献［51］。

譬如，为证明川北砂岩是两端员沉积混合过程产物，可任取两样品分析数据（单位 10^{-6}）中的 $Tb_1 = 0.49$、$Tb_2 = 0.87$、$Yb_1 = 1.77$、$Yb_2 = 3.22$、$La_1 = 17.92$、$La_2 = 26.46$、$Sm_1 = 4.28$、$Sm_2 = 5.13$，求得丰度常数 a、b、c、d 后代入 Tb/Yb $= (a + b\ \mathrm{La/Sm})/(c + d\ \mathrm{La/Sm})$，计算得 $Tb_1/Yb_1 = 0.276\ 7$，理论值与实测值 0.276 8 十分接近，这既证明川北砂岩是两端员沉积混合过程的产物，又成为混合过程元素丰度关系互呈分式线性函数关系很好的实例[51]。幔源原始岩浆如果受到混染作用的影响，其元素丰度关系将不再遵守 Henry 定律，即与元素总分配系数无关而只遵守质量守恒定律（也就是第三定律）。同样道理，如果地幔具有混合（不同成分地幔物质混合或地幔不均一性）成因，亦只服从第三定律。由于三大定律各式中主要参数均可实测，这给实际计算和应用带来极大方便。总之，丰度及丰度关系继承了岩石成因。

5　结论与讨论

本文是笔者《从克拉克值到元素的地球化学性质或行为再到成矿作用》[30]一文的姊妹篇，再

次强调了丰度（通过质量作用效应）决定性质，性质反作用于丰度（的亏损或增益）的基本规律。不妨将元素的地球化学性质与元素本身固有的化学性质分开，前者相对固定，但外界地质－地球化学条件及其影响下的元素地球化学行为不确定性很大、甚至难以把握，对其讨论应充分考虑介质环境的影响。本文强调质量作用在时间上和空间上制约元素地球化学行为的基本规律对不同规模的环节来说总是相似或一脉相承的，元素丰度的成矿学意义不仅仅局限于宏观领域或战略层面。元素丰度对矿床形成的影响主要取决于成矿对物质来源的依赖，依赖的形式为从丰度全量到有效分量、从静态物源到动态物源。成矿过程，特别是大型－超大型矿床的形成，往往与地壳丰度时空分配的不均一性有关。元素丰度的地球化学继承性意味着质量作用效应的传递：时间上（例证），全球金属累积储量的时间分布型式明显被 1.5 Ga（早元古代）的超级大陆事件所截断，现今的金属储量在很大程度上承自元古代之前的储量积累，这有可能反映了现今大陆地壳丰度的时间继承性；空间上，由于不同的大地构造单元（或地球化学块体）在太初形成时就存在金属地壳丰度的差异，并且这种差异可以在后期演化阶段继承和延续下去，巨型矿床的成因很可能与克拉克值在大区域尺度上分配的不均一性及其逐步浓集趋势有关。换言之，成矿过程本身实质上并无显著性差异，差异仅在于成矿物质的巨量供应，继而在各种各样有利的成矿因素耦合下活化、迁移、沉淀成矿，但后一过程中也孕育着质量作用效应的不确定性。成因上，丰度及丰度关系继承了岩石成因。以上为本文的思想脉络，需要补充的是，由于元素地球化学场大体上可分为异常场和背景场，所以异常下限，而不是丰度背景值，有时在很大程度上决定了成矿特征的差异。

参考文献：

[1] 程裕淇，王鸿祯. 地球科学大辞典［M］. 北京：地质出版社，2005：249－900.

[2] Krauskopf K B，Bird D K. Introduction to Geochemistry［M］. New York：McGraw-Hill，1967：1－23.

[3] 於崇文. 地质系统的复杂性——地质科学的基本问题（I）［J］. 地球科学，2002，27（5）：509－519.

[4] McKelvey V E. Relation of reserves of the elements to their crustal abundances［J］. American Journal of Science，1960，258－A：234－241.

[5] Erickson R L. Crustal abundance of elements，and mineral reserves and resources［C］//Brobst D A，Pratt W P. United States Mineral Resources：US Geological Survey Professional Paper 820. Washington DC：US Government Printing Office，1973：21－25.

[6] 科维亚特科夫斯基. 岩石地球化学找矿法［M］. 北京：地质出版社，1981：1－53.

[7] 於崇文，骆庭川，鲍征宇，等. 南岭地区区域地球化学［M］. 北京：地质出版社，1987：33－104.

[8] 黎彤，倪守斌. 地球和地壳的化学元素丰度［M］. 北京：地质出版社，1990：1－77.

[9] Mookherjee A，Panigrahi M K. Reserve base in relation to crustal abundance of metals：Another look［J］. Journal of Geochemical Exploration，1994，51（1）：1－9.

[10] 赵鹏大，胡旺亮，李紫金. 矿床统计预测［M］. 北京：地质出版社，1994：96－98.

[11] Lehmann B. Tin granites，geochemical heritage，magmatic differentiation［J］. Geologische Rundschau，1987，76（1）：177－185.

[12] Heinrich C A，Günther D，Audétat A，et al. Metal fractionation between magmatic brine and vapor，determined by microanalysis of fluid inclusions［J］. Geology，1999，27（8）：755－758.

[13] Taylor J R P. Experimental studies on tin in magmatic-hydrothermal systems［D］. Melbourne：Monash University，1988：1－98.

[14] Wang X Q. Leaching of mobile forms of metals in overburden：Development and application［J］. Journal of Geochemical Exploration，1998，61（1－3）：39－55.

[15] Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems［M］. Heidelberg：Springer，2008：1－203.

[16] 张德会，金旭东，毛世德，等. 成矿热液分类兼论岩浆热液的成矿效率[J]. 地学前缘，2011，18(5)：90－102.

[17] 张德会，赵伦山. 地球化学［M］. 北京：地质出版社，2013：2－49.

[18] 隋延辉，戚长谋. 关于元素丰度与元素的分散和成相[J]. 吉林地质，2005，24（1）：5.

[19] 王力，龙永珍，彭省临. 桂西铝土矿成矿物质来源的地质地球化学分析[J]. 桂林工学院学报，2004，24(1)：1－6.

[20] Vigneresse J L. Element mobility in melts during successive intrusions of crustal-derived magmas and Sn-W mineralization［J］. Resource Geology，2006，56（3）：293－314.

[21] Parnell J，Hole M，Boyce A J，et al. Heavy metal，sex and granites：Crustal differentiation and bioavailability in the mid-Proterozoic［J］. Geology，2012，40（8）：751－754.

[22] Turcotte D L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics［M］. Cambridge：Cambridge University Press，1997：1－89.

[23] 张德会，秦长兴. 关于矿床形成的若干基本规律［J］. 广西地质，1991，4（1）：23－33.

[24] 秦长兴，翟裕生. 矿床学中若干自相似现象及其意义［J］. 矿床地质，1992，11（3）：259－266.

[25] 张德会，叶荣. 注重辩证统一的地球化学思维教育［J］. 中国地质教育，1999（2）：16－17.

[26] Brimhall G H. Preliminary fractionaltion patterns of ore metals through earth history［J］. Chemical Geology，1987，64（1）：1－16.

[27] 翟裕生，姚书振，蔡克勤. 矿床学（第三版）[M]. 北京：地质出版社，2011：30－125.
[28] Shcherbakov Y G. The distribution of elements in the geochemical provinces and ore deposits [J]. Physics and Chemistry of the Earth，1979，11：689－695.
[29] 周廷贵，周继强. 甘肃小柳沟铜钨多金属矿床的地质地球化学特征 [J]. 桂林工学院学报，2000，20（2）：132－136.
[30] 赵博，张德会，于蕾，等. 从克拉克值到元素的地球化学性质或行为再到成矿作用 [J]. 矿物岩石地球化学通报，2014，33（2）：252－261.
[31] 赵波，张德会. 离子电位对金属元素迁移和成矿的影响 [J]. 矿物岩石地球化学通报，2013，32(2)：262－268.
[32] Railsback L B. An earth scientist's periodic table of the elements and their ions[J]. Geology,2003,31(9):737－740.
[33] Laznicka P. Quantitative relationships among giant deposits of metals[J]. Economic Geology，1999，94(4)：455－473.
[34] 蒋敬业，程建萍. 应用地球化学 [M]. 武汉：中国地质大学出版社，2006：2－34.
[35] Helgeson H C，Brown T H，Nigrini A，et al. Calculation of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta，1970，34（5）：569－592.
[36] Susak N J，Crerar D A. Factors controlling mineral zoning in hydrothermal ore deposits [J]. Economic Geology，1982，77（2）：476－482.
[37] 张德会. 江绍拼合带中西段铜多金属矿床区域成矿规律研究与成矿预测项目报告 [R]. 北京：中国地质大学（北京），2013.
[38] 于蕾，王训练，赵博. 中国花岗岩类化学元素组成的分维数特征 [J]. 地学前缘，2011，18（3）：293－301.
[39] 刘苏桥，陈懋弘，黄庆文，等. 广西乐业林旺金矿床地质特征及控矿因素分析 [J]. 桂林理工大学学报，2010，30（2）：188－194.
[40] 戚长谋，郝立波，甘树才. 关于元素丰度问题 [J]. 长春科技大学学报，2000，30（4）：336－337.
[41] 王学求，徐善法，迟清华，等. 中国金的地球化学省及其成因的微观解释 [J]. 地质学报，2013，87（1）：1－8.
[42] Lehmann B，Dietrich A，Wallianos A. From rocks to ore [J]. International Journal of Earth Sciences，2000，89（2）：284－294.
[43] Veizer J，Laznicka P，Jansen S L. Mineralization through geologic time：Recycling perspective [J]. American Journal of Science，1989，289：484－524.
[44] Xie X J，Ren T X. National geochemical mapping and environmental geochemistry—Progress in China [J]. Journal of Geochemical Exploration，1993，49（1－2）：15－34.
[45] Xie X J，Yin B C. Geochemical patterns from local to global [J]. Journal of Geochemical Exploration，1993，47（1－3）：109－129.
[46] Doe B R. Zinc，copper，and lead in mid-ocean ridge basalts and the source rock control on Zn/Pb in ocean-ridge hydrothermal deposits [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta，1994，58（10）：2215－2223.
[47] 刘大文，谢学锦. 基于地球化学块体概念的中国锡资源潜力评价 [J]. 中国地质，2005，32（1）：25－32.
[48] 万天丰. 中国大地构造学纲要 [M]. 北京：地质出版社，2004：60－92.
[49] Yu C W. Large ore deposits and metallogenic districts at the edge of chaos [J]. Earth Science Frontiers，1999，6（1）：85－102.
[50] Cox S F，Knackstedt M A，Braun J. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems [J]. Reviews in Economic Geology，2001，14：1－24.
[51] 刘峰，孙书勤. 岩石中元素丰度关系的研究 [J]. 矿物岩石，1996，16（4）：39－43.

Further on the metallogeny significance of elemental abundance

ZHAO Bo[1]，YU Lei[2]，ZHANG De-hui[1]，ZHANG Rong-zhen[1]，SHI Cheng-long[1]，TIAN Ying[3]
（1. College of Earth Science and Resources，China University of Geosciences，Beijing 100083，China；2. China Society of Engineering Blasting，Beijing 100142，China；3. Hebei Institute of Regional Geology and Mineral Resources Survey，Langfang 065000，China）

Abstract：The basic units of mineralization，chemical elements，are abundant and significant in ore metals. This abundance may exert significant influence on elemental geochemical properties or behaviors in the light of mass action effect. Metallogeny significance is not macro-scopically or strategically limited. The properties may feed back from the depletion or enrichment of the original abundance of some elements，implying uncertainties of the mass action. Geochemical inheritance means a transmission of mass action effect. It is concluded that the controlling of elemental abundance on the genesis of mineral deposit should depend on the dependence of material source during ore-forming processes，from abundance to available part consumed by ore-and rock-forming fluids；or from staticto dynamicmaterial source. Genesis of giant deposit is potentially associated to the heterogeneously spatiotemporal partition of crustal abundance of metals，while minerogenetic processes themselves present no essentially significant difference. In addition，it is elemental abundance and abundance relationship that inherit the petrogenesis.

Key words：elemental abundance；metallogeny significance；material source；mass action effect