

文章编号:0258-7106(2002)02-0137-12

成矿系统的始态、终态及其过程*

芮宗瑶 王龙生 王义天

(中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037)

摘要 根据作者对一些典型铜、金矿床的最新研究成果,并参考国内外有关的研究结论,将成矿视为系统演化过程的产物,成矿系统的演化包括始态、终态及其过程。始态可概括为源区、源岩、库岩、矿源层和剥蚀区等,终态可以概括为矿带、矿田和矿床等多个等级体制。成矿系统的始态与终态之间的过程是很复杂的,它是一个开放的、远离平衡的、时空上延展的动力学过程,具有复杂性、自组织性和振荡性等,有时由多个过程复合在一起。深入认识成矿系统的始态、终态和过程的特征及相互关系有助于揭示成矿机制,合理进行矿产资源评价。

关键词 成矿系统 始态 终态 过程 矿带 矿田 矿床

中图分类号: P61

文献标识码: A

前人已从不同角度论述过成矿系统,翟裕生等(1999)也在区域成矿学中专门讨论过这一问题。笔者拟撰写系列论文探讨成矿系统的分类、始态、终态、过程、成矿流体(芮宗瑶等,2002a)、矿质来源、矿质迁移与聚集、成矿动力学等问题,以对成矿系统进行更全面的认识。

笔者将成矿系统定义为影响矿床形成的地质因素总和。而首先从成矿流体入手来探讨成矿系统,是因为成矿流体是成矿中最活跃的地质因素。我们应该着手研究分系统,待若干分系统制定后,再将其连接起来。在笔者看来,程裕淇等(1979;1983)提出的成矿系列也是一种分系统,只是他们首先是从岩石学入手的。近年来,陈毓川(1999)开始从大地构造角度来探讨成矿系统。由于成矿系统的复杂性,迫使人们在探讨它时只能从分系统开始。

正如於崇文(2001)描述的那样,成矿系统总体上是开放、远离平衡、时空延展的动力学系统。既然我们认为成矿系统是一个系统论的问题,那么,它必然存在始态、过程和终态。对于研究者来说,始态和终态可能比较容易探讨,而过程则不然,往往很难探讨清楚。

1 始态

笔者将成矿的始态定义为源岩(或源区)、库

岩、矿源层和古剥蚀区等,这是针对成矿流体归为镁铁质-超镁铁质岩浆、花岗质岩浆-挥发相-热水、热水和冷水4类而言的。始态可以看成为成矿的起始端。

1.1 源岩或源区

源岩或源区主要指镁铁质岩浆和花岗质岩浆的部分熔融或大规模熔融前的岩石或壳层。

1.1.1 镁铁质岩浆

镁铁质岩浆的起源涉及到地幔、大洋壳、部分核幔边界和下地壳的熔融。

在大陆,现今已很少残存古代大洋底和洋中脊的岩石,但从部分蛇绿岩套的性状可以推测当时的镁铁质堆积岩和拉斑玄武岩的情况,这与现代洋中脊多少有些相似,证明它们的源岩或源区无疑为地幔或大洋壳。如果将洋中脊带、贝尼奥夫带和转换断层看成是通向岩石圈的一级断裂系统(任纪舜等,1991;黄汲清等,1977;肖序常等,1978),那么镁铁质岩浆岩的分布主要受这些构造单元的控制,而这些单元的岩浆源岩或源区除了地幔或大洋壳外,还可能是下地壳。

近年来,地幔柱构造概念在全球兴起(Wilson, 1963; Whitehead et al., 1995; Yuen et al., 1980; Olson et al., 1995; Sleep, 1988; 王登红, 1998)。地幔柱可分为起源于核幔边界的深源地幔柱和起源于壳幔边界的浅源地幔柱,这样某些深源镁铁质岩浆

* 本文得到中国地质调查项目(编号:0499165192)的资助

第一作者简介 芮宗瑶,男,1935年生,研究员,长期从事金属矿床和矿床地球化学及斑岩铜矿的研究。

收稿日期 2002-01-10; 改回日期 2002-03-07。李岩编辑。

的源岩或源区可能延伸到地核,穿过 C' (670 km) 或 D' (3 000 km) 边界。

许多地区的火山岩既有镁铁质的也有长英质的,将它们与玄武岩作比较后划分为拉斑玄武岩系列、高铝玄武岩系列和碱性玄武岩系列。拉斑玄武岩系列分布于大洋底、洋中脊、个别大洋岛屿、岛弧近海沟一侧以及陆上,推测它们的源岩或源区以地幔、大洋壳为主,其中岛弧近海沟一侧和陆上的拉斑玄武岩系列也有可能是下地壳的熔融产物。高铝玄武岩系列分布于岛弧造山带和活动大陆边缘,它们的源岩或源区是壳幔混合的结果。碱性玄武岩系列分布于岛弧近大陆一侧、稳定大陆边缘和多数大洋内岛弧中,它们产生在拉张条件下,其源岩或源区通常为地幔和下地壳。

镁铁质岩浆由于粘滞度相对较低,当岩浆结晶时会发生矿物的重力分异,最终形成铬铁矿、钒钛磁铁矿和部分铂族矿物的堆积。另外,由于硫的饱和度随岩石的基性度增高而增加,故在有利的条件下可发生镁铁质岩浆与铜镍硫化物的就地或高侵位熔离,从而形成铜镍硫化物和部分铂族元素的富集。

1.1.2 花岗质岩浆

许多大陆地壳生长模式 (Rudnick, 1995; Stein, 1996; Taylor et al., 1995; McCullech et al., 1994; Alborede, 1998) 均认为,90% 的大陆地壳生长于 18 亿年以前,只有 10% 的大陆地壳生长于显生宙以来并主要产于活动大陆边缘。大量地幔来源的新生岩浆注入大陆地壳是陆壳广泛生长的根本条件,其中很大一部分物质是以花岗岩岩基的形式定位于上地壳的。因此花岗质岩浆的源岩或源区主要应归结为向下俯冲并发生熔融的热的大洋岩石圈,或由大陆板块碰撞拼合以及后造山构造塌陷和拉张等引发了拆沉和垫托作用的岩石圈 (洪大卫等, 2000)。所以活动大陆边缘的地幔熔融、壳幔混熔以及大陆壳的中下壳层熔融是花岗质岩浆产生的主要源岩或源区。

东天山土屋和延东斑岩铜矿的斜长花岗斑岩产于塔里木板块的活动陆缘,它们在 QAP 图解上投影于英云闪长岩与花岗闪长岩的交界线附近,REE 总量为 $(24.87 \sim 43.48) \times 10^{-6}$, $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于 $-1.4 \sim -9.4$ 之间, $\epsilon_{Sr}(t)$ 变化于 $-11.2 \sim -17.5$ 之间,初始锶值为 0.70328 ± 0.00032 ,因此含矿斜长花岗斑岩起源于洋脊玄武岩 (芮宗瑶等, 2002b)。

洪大卫等 (2000) 在研究兴蒙造山带古生代-中

生代的花岗岩时发现,该带花岗岩的出露面积 ($> 5.0 \times 10^6 \text{ km}^2$) 和规模都远远超过美洲西海岸中-新生代俯冲带和阿尔卑斯-喜马拉雅新生代碰撞带。该带既有大量的 I 型花岗岩,也有大量的 S 型、A 型和少量 M 型花岗岩。 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 $-5.34 \sim 7.88$, 主要为很小的正值; t_{DM} 大都在 500 ~ 1 000 Ma 范围内,主要集中于 700 ~ 800 Ma。该带花岗岩普遍显示 $\epsilon_{Nd}(t)$ 正值和较低的 t_{DM} 值,并与同时代基性-超基性杂岩和玄武岩具有可比性,反映出源岩同位素成分的均一性,也反映了古老地壳物质混染的影响较小,说明上地幔来源的年轻物质在花岗岩中占优势。其中加里东期和华力西早期花岗岩可能与板块俯冲作用有关,其源岩或源区代表被交代的地幔楔,而大面积的晚古生代-中生代花岗岩则可能是由于基性岩浆的底垫作用促使由 800 ~ 600 Ma 前洋壳俯冲形成的地壳的部分熔融形成的 (洪大卫等, 2000)。

洪大卫等 (1999) 将华南花岗岩与元古代岩石的 S_{m-Nd} 同位素组成对比后认为,该地区花岗岩的钐模式年龄平均为 1 500 Ma,恰好相当于中元古代变质岩的年龄,故这些基底变质岩就是花岗岩的源岩或源区。

湘赣粤过渡区出露有麻源群和八都群,同位素年龄为 1 800 ~ 2 000 Ma,原岩以陆源碎屑沉积岩为主。中元古界或更老的基底可能奠定了华夏地块的基础,其花岗岩可能是由类似的基底岩石部分熔融形成的 (图 1)。

湘桂内陆区未发现大面积出露的基底变质岩,仅在江南古陆西南缘出露四堡群,其单颗粒锆石 $Pb-Pb$ 年龄为 1 740 ~ 1 860 Ma, S_{m-Nd} 等时线年龄为 1 780 ~ 2 090 Ma (韩发等, 1994; 毛景文等, 1990; 李献华, 1996)。在湘桂内陆花岗岩中发现沉积-火山变质岩捕虏体的锆石 $U-Pb$ 年龄为 1 740 ~ 2 710 Ma (甘晓春等, 1996), 由此推测,区内花岗岩的 t_{DM} (1 800 ~ 2 400 Ma) 与基底岩石的年龄基本相似,花岗岩亦由基底岩石部分熔融而成 (图 2)。

徐克勤等 (1984) 研究华南花岗岩多年,认为该地区花岗岩具有多样性和多旋回的特征,并根据花岗岩形成的物质来源、产出的构造位置及其岩石学特征和成矿特点等将其划分成陆壳改造型、同熔型和幔源型。

陆壳改造型:它们是由地槽沉积物经混合岩化、花岗岩化和有关的再生-重熔作用最终形成的花岗

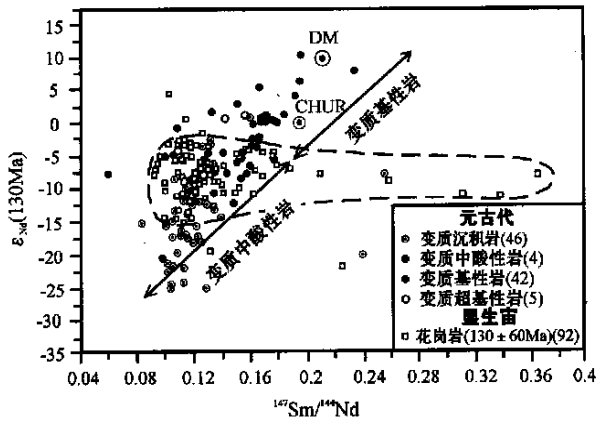


图 1 湘赣粤过渡区元古代陆壳和花岗岩

¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-ε_{Nd}(130 Ma)图(据洪大卫等,1999)

DM 为亏损地幔的理论值;CHUR 为球粒陨石的理论值;断线范围表示燕山期花岗岩质岩石集中分布区;括号内为样品数

Fig. 1 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd versus ε_{Nd}(130 Ma) diagram of Proterozoic continental crust and granite in the Hunan-Jiangxi-Guangdong transitional area (after Hong et al., 1999)

DM—Theoretical value of depleted mantle; CHUR—Theoretical value of chondrite; the area with dash line stands for the concentrated area of Yanshanian granitoid; the number in brackets stands for the quantity of samples

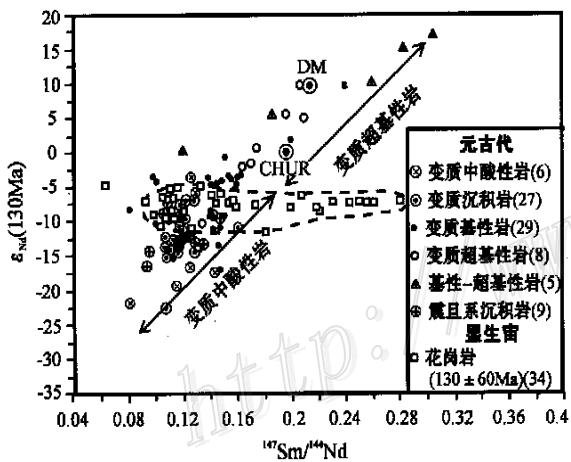


图 2 湘桂内陆区元古代陆壳和花岗岩

¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-ε_{Nd}(130 Ma)图(据洪大卫等,1999)

说明同图 1

Fig. 2 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd versus ε_{Nd}(130 Ma) diagram of Proterozoic continental crust and granite in the inland area of Hunan and Guangxi(after Hong et al., 1999)

Explanations the same as for Fig. 1

岩类,主要是正常的花岗岩,通常既不与基性或中性侵入岩伴生,也不和对应的同源火山岩伴生。它们

广泛分布于华南大陆内部。

同熔型:产于构造活动带,由上地幔衍生的安山质岩浆的上升引起硅铝层地壳部分重熔,形成同熔岩浆,经混染作用形成中性至酸性的侵入岩以及对应的火山岩。在华南,同熔型花岗岩类主要发育于中生代,侵入年龄变化于 170 ~ 80 Ma,显示出与西太平洋板块消减作用有直接和间接的联系,主要沿政和一大浦、长江中下游、钱塘江—信江、四会—吴川和邵武—瑞金等断裂带分布。

幔源型:分布极为有限,如江南地背斜的前寒武纪本洞英云闪长岩和西裘石英闪长岩。它们通常与超镁铁质岩和海相基性火山岩有成因联系。

涂光炽等(1984)论述了华南两个富碱侵入岩带,它们包括碱性岩(正长岩、霞石正长岩、辉石正长岩等)和碱性花岗岩,这两个侵入岩带分别产于闽浙沿海带(以碱性花岗岩为主)和哀牢山—金沙江带(以碱性岩为主)的深断裂带内,其中哀牢山—金沙江带的香多石英正长斑岩的初始锶值为 0.7037,证明该岩浆起源于地幔。推测闽浙沿海碱性花岗岩带产于地幔上拱地带,该带上地幔深度只有 30 ~ 35 km,其中晶洞钾长花岗岩就产于该地质背景中。

Chappell 等(1974)很早就注意到了澳大利亚东南部莱克兰(Lachlan)褶皱带的花岗岩与源岩的对应关系,他们将来自沉积源岩和来自火成源岩的花岗岩类分别称为 S 型和 I 型花岗岩。Chappell 等认为 S 型花岗岩的源岩曾经过风化作用,其化学成分中 Na, Ca, Sr 和 Fe³⁺/Fe 较低,而 Pb, Cr, Ni 较高;矿物成分中含有富铝矿物,并相对富钛铁矿;在同位素成分上具有较高的 δ¹⁸O 值和富放射成因 Sr。I 型花岗岩来自板块俯冲的深部地壳,在化学成分上相对富镁铁质,且氧分压较高,在矿物成分上富磁铁矿,在同位素成分上具较低的 δ¹⁸O 值和较高的放射成因 Nd。

Ishihara (1977) 强调地壳碳质在产生钛铁矿系列花岗岩中的作用,而深成的无碳物质和拉张构造环境则有利于产生磁铁矿系列花岗岩。这实际上是由于氧逸度在很大程度上成为有机碳物质的制约因素,如果 f_{O₂} = 10⁻¹⁴ ~ 10⁻⁸, 一般形成磁铁矿系列花岗岩;如果 f_{O₂} = 10⁻¹⁷ ~ 10⁻¹², 则一般形成钛铁矿系列花岗岩。

由于花岗质岩浆的粘滞度大,故发生矿物重力堆积作用的可能性很小,同时因为硫饱和度是随岩

浆基性度增高而增加的,则发生花岗质岩浆与硫化物熔离的可能性也很小,所以花岗质岩浆形成正岩浆矿床的可能性很小。故与花岗质岩石有关的金属矿床多产于交代岩中,如钠长石化岩、云英岩、夕卡岩和钾硅酸盐岩,这4类交代岩分别与稀有稀土矿床、钨锡钼矿床、夕卡岩矿床和斑岩矿床相对应。因此,花岗质岩浆形成金属矿床的必要条件是形成过渡性岩浆,亦即形成挥发相达到饱和或过饱和的花岗质岩浆。

1.2 库岩

芮宗瑶等(1991)在研究关门山铅锌矿时,发现泛河盆地的沉积层序内下部的碎屑岩系、中下部的泥质岩系和中上部的碳酸盐岩系(白云岩及灰岩)构成了一个完整的成矿前的预富集层序。由此可见,库岩可以定义为与沉积盆地有关的、提供矿质来源的沉积层。这种沉积层序对于形成密西西比河谷型 Pb-Zn 矿具有普遍意义。下部碎屑岩系为库岩, Pb^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Hg^{2+} 等矿质以类质同像和吸附形式储存于碎屑岩中;中下部泥质岩系为帽岩(cap rock),它在成矿前既起到增温增压的作用又起到半渗透膜的作用;中上部碳酸盐岩系为岩溶塌积层(karst collapse bed),是直接赋矿层。一旦沉积盆地发展到成熟规模,盆地边缘的同生断裂(growth fault)切穿帽岩层并抵达库岩层,盆地的热流体会上升并萃取库岩中的矿质,当上升到另一种富 H_2S 的表层流体中时,矿质便会沉积于岩溶塌积层中。关门山和小西沟铅锌矿的铅同位素组成特征(芮宗瑶等,1991)为上述认识提供了很好的证据。两矿床铅矿层中主要为“B”型铅,亦即与基底放射性源脱离联系的铅,其模式年龄为 1 600 Ma,证明它们带入沉积盆地后,经过埋藏和压实,并受成岩卤水萃取,形成了富“B”型铅的矿层(图 3)。关门山“B”型铅的 $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.098 \sim 18.154$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.152 \sim 15.261$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 34.810 \sim 34.960$ 。放射成因铅又称“J”型铅,仅赋存于晚期岩溶角砾岩中的方铅矿和岩石(白云岩和炭质泥岩)中的微量方铅矿中。

对泛河盆地下部碎屑岩被成岩热卤水萃取的矿质量的计算结果(芮宗瑶等,1991)表明,该岩系的铅亏损(w_{Pb})约 3×10^{-6} ,锌亏损(w_{Zn})约 12×10^{-6} ,假设被萃取的岩层厚 500 m,如果面积扩大到 $10 \times 10 \text{ km}^2$ 的范围,就会形成具有 62.5 万吨铅和 187.5 万吨锌的矿床,这一推算结果比较切合关门山

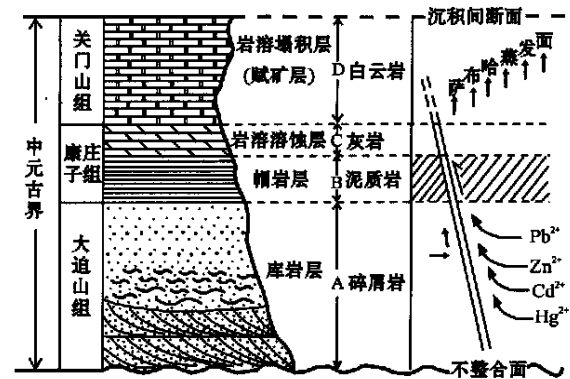


图 3 关门山铅锌矿床的库岩(据芮宗瑶等,1991)

Fig. 3 The reservoir rocks in the Guanmenshan Pb-Zn deposit (after Rui et al., 1991)

矿床的实际情况。

1.3 矿源层

自从 Knight(1957)提出矿源层的概念后,到如今已有很大的发展。当时 Knight 把矿源层用于沉积环境中特殊层位的同生沉积成因的硫化物矿床,并认为由于岩石环境温度的上升引起矿质移动是次要的。现在矿源层概念已广为应用,认为凡是含盐、 CO_2 或烃类的热液从围岩中萃取矿质,并携带到适当的沉淀空间(特定岩层或特定构造部位)形成同生沉积矿床(如火山岩中块状-层纹状硫化物矿床和沉积岩中块状-层纹状硫化物矿床等)或后生沉积矿床(如浅成热液型矿床和浊积岩型金矿床等),对于提供矿质的岩层而言,均可称之为矿源层。因此矿源层又可以称之为预富集岩层。由此可见,矿源层远比库岩应用得更为广泛。

王秀璋等(2000)在变质细碎屑岩型金矿床研究中将矿源层论述得十分透彻,认为该类型金矿的矿源层最早形成于沉积阶段。含金细碎屑岩属于浊积岩或复理石建造,多分布于被动大陆边缘,部分也在活动大陆边缘的半封闭海盆中。岩石以泥砂质为主,多见火山岩夹层或火山物质,有时出现硅质岩为主的热液沉积物,常含有较多的有机碳及黄铁矿。岩石含金较高,除少数情况下形成金矿层外,一般只构成矿源层。如老王寨的下石炭统老王寨组板岩和砂岩中的 w_{Au} 为 $(11 \sim 14.2) \times 10^{-9}$,龙水和桃花的中寒武统水口群 w_{Au} 为 $(9.7 \sim 11.7) \times 10^{-9}$,银洞坡的元古宙歪头山组 w_{Au} 为 $(3 \sim 21) \times 10^{-9}$,河台的元古宙云开群 w_{Au} 为 $(4.05 \sim 9.16) \times 10^{-9}$,金山

的元古宙双桥山群上亚群 w_{Au} 为 $(6.7 \sim 60.9) \times 10^{-9}$, 猫岭的元古宙辽河群盖县组 w_{Au} 为 14.3×10^{-9} 。由于该类型金矿床的含金岩系都已达到准绿片岩相, 少数达到绿片岩相甚至角闪岩相, 因此推断, 在区域变质阶段矿源层经过了重新组合。这一重新组合表现在 2 个方面: ① 使金从在沉积岩中的难活化、难释放状态变为变质后的易活化、易释放状态。金在沉积岩中主要呈被碳质和粘土矿物吸附、与硫化物共沉淀等多种形式存在, 如此状态的金在后期中低温条件下难于释放出来; 而区域变质使有机碳变为石墨、次石墨和碳沥青, 其中大部分金脱离了碳质, 并与有机物释出的 H_2S 和黄铁矿分离出来的 S^{2-} 结合形成硫金配合物, 同时粘土矿物重新结晶形成绢云母和绿泥石等, 使金活动迁移, 其活化率提高了 10 ~ 50 倍 (王秀璋等, 1995)。② 区域变质使金从高级变质区迁移到低级变质区, 因此浅变质细碎屑岩含金较高。

区域变质作用之后对于矿源层的改造是形成金工业堆积的关键, 所以该类型金矿床又可分为 2 个亚类型: 一类为活化带型金矿床, 该亚类的金除来自矿源层外, 可能还有与深部岩浆热液和深部构造有关的热液带来的金, 成矿与区域变质之间的时差有时很大, 可达 1 400 ~ 1 500 Ma; 另一类为造山带型金矿床, 属于同造山旋回的产物, 金的来源除矿源层外, 还会有韧性剪切带的深部热流体和各种岩浆热液等带来的金, 其时差较小, 一般为 10 ~ 60 Ma (王秀璋等, 2000)。

1.4 古剥蚀区

从中生代-新生代陆相杂色岩系型铜矿的分布特征可以看出古剥蚀区是该类成矿系统的始端。例如滇中砂岩铜矿围绕元谋古陆周围分布, 四川大铜厂砂砾岩铜矿靠近康滇古陆东侧, 湖南九曲湾砂岩铜矿临近雪峰古陆, 湖南车江砂岩铜矿紧靠南岭古陆等。古剥蚀区的岩石富铜是形成该类矿床的先决条件。据云南省冶金局地质勘探公司 (1977) 资料, 河口群钠质火山岩 w_{Cu} 平均为 72×10^{-6} (639 件样品), 昆阳群变质岩系 w_{Cu} 为 $(200 \sim 300) \times 10^{-6}$, 峨眉山玄武岩 w_{Cu} 为 $(100 \sim 400) \times 10^{-6}$, 此外康滇古陆上还分布有多种类型的铜矿床, 如拉拉式、东川式、力马河式及脉状铜矿床等, 都有可能为滇中侏罗-白垩纪砂岩铜矿提供铜质来源。衡阳盆地南缘的水口山燕山期花岗闪长岩和火山岩 w_{Cu} 为 $125 \times$

10^{-6} (李朝阳等, 2000), 为第三纪车江砂岩铜矿提供了矿质来源。

这些古剥蚀区的矿质随地下水转入中新生代盆地的径流中, 当从紫色岩系的氧化相转入浅色岩系的还原相时, 便在紫-浅交替带的浅色岩系一侧 (还原相一侧) 沉淀下来, 形成辉铜矿带-斑铜矿带-黄铜矿带-黄铁矿带的“矿卷”。有时在辉铜矿带的外侧还有自然铜带 (如九曲湾铜矿)。

2 终 态

对成矿系统来说, 终态意味着系统演化已结束, 代表成矿的终了端。在大多数情况下, 成矿系统的临近结束意味着成矿流体上侵至排放口或临近排放口, 这里物理化学条件发生突变, 使得原先的不饱和系统变为饱和或过饱和系统, 均一流体相变为不混溶流体相 (H_2O-CO_2 、 H_2O -烃类等), 成矿流体无法携带矿质, 因此卸载于适当空间并最终形成矿床。当然, 并不是所有矿床都产于排放口或临近排放口处, 在许多情况下由于部分物理化学参数的突然改变, 例如携带矿质的流体由氧化相突然进入还原相, 对于矿质来说还原相犹如陷阱, 矿质就在还原相一侧堆积起来。有时特定的流体能将无价值的硅酸盐组分带出, 而残留下有用矿质, 形成工业堆积。

2.1 矿带

具有成因联系的矿床在空间上呈带状分布则构成矿带。矿带可能具有多个等级体制: 与全球构造有联系的矿带为 I 级体制, 例如斑岩铜矿的环太平洋带、特提斯带和古亚洲带; 与古板块构造有联系的矿带为 II 级体制, 该级体制可能主要受古洋中脊、贝尼奥夫带 (图 4) 和转换断层制约; III 级矿带可能受板块的某一区域性构造的控制, 例如大陆边缘裂谷 (图 5) 和构造岩浆带等。

2.2 矿田

具有成因联系的矿床在空间上构成的含矿区称之为矿田。现已查明矿田具有多种多样的控制因素。例如, 海底火山沉积条件下, 每个海底火山机构的面积往往为几十至上千平方公里, 每个海底火山锥有几个至十几个热水排放口, 它们将萃取的矿质沉积在排放口附近形成有用矿石堆积。一个海底火山机构由数个至十几个矿床组成, 虽然单个矿床为中型, 但一个矿田的金属量往往达数百至上千万吨。如白银厂矿田, 半径约 10 km, 在几十平方公里范围

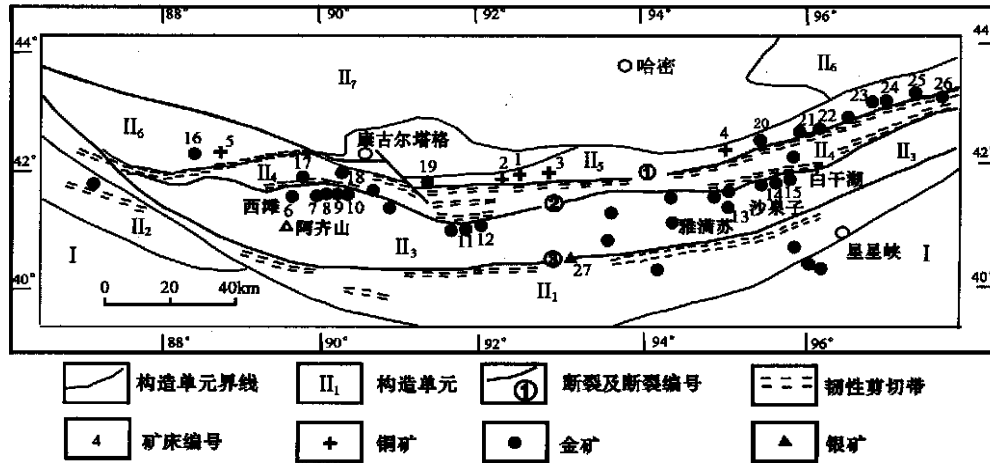


图4 东天山铜金银矿带与塔里木板块活动陆缘略图 (据芮宗瑶等, 2002b)

构造单元: I—塔里木地台; II—东天山造山带: II₁—中天山早古生代岛弧带; II₂—库米什古生代弧后盆地; II₃—阿齐山-雅满苏晚古生代裂陷槽; II₄—秋格明塔什-黄山韧性剪切带; II₅—大草滩-康古尔过渡带; II₆—哈尔里克-康古尔塔格古生代岛弧带; II₇—吐哈地块。
 断裂系: ①—康古尔塔格大断裂; ②—苦水断裂; ③—阿其克库都克-沙泉子大断裂。矿床编号: 1—土屋; 2—延东; 3—赤湖; 4—三岔口; 5—小热泉子; 6—西滩; 7—麻黄沟; 8—康西; 9—康古尔; 10—马头滩; 11—西凤山; 12—红石岗; 13—翠岭; 14—白干湖; 15—胡杨沟; 16—哈尔拉; 17—环耳山; 18—元宝山; 19—企鹅山; 20—金山; 21—148金矿; 22—梧桐窝子南; 23—镜儿泉; 24—老金洞; 25—葫芦北; 26—白山东; 27—玉西

Fig. 4 The Cu-Au-Ag ore belt in Eastern Tianshan orogen and the active continental margin of Tarim plate (after Rui et al., 2002b)

Tectonic units: I—Tarim platform; II—Eastern Tianshan orogen: II₁—Early Paleozoic Middle Tianshan island arc belt; II₂—Paleozoic Kurmushi back-arc basin; II₃—Late Paleozoic Aqishan-Yamanshu rift trough; II₄—Qiuge mingtashi-Huangshan ductile shear zone; II₅—Dacaotan-Kanggur transitional belt; II₆—Paleozoic Haerlike-Kanggurtag island arc belt; II₇—Tulufan-Hami terrane. Fault belts: ①—Kanggurtag fault belt; ②—Kushui fault belt; ③—Aqikekuduke-Shaquanzi fault belt. Deposits: 1—Tuwu; 2—Yandong; 3—Chihu; 4—Sanchakou; 5—Xiaore-quanzi; 6—Xitan; 7—Mahuanggou; 8—Kangxi; 9—Kanggur; 10—Matoutan; 11—Xifengshan; 12—Hongshigang; 13—Cuiling; 14—Baiganhu; 15—Huyanggou; 16—Haerla; 17—Huanershan; 18—Yuanbaoshan; 19—Qieshan; 20—Jinshan; 21—No.148 gold mine; 22—Wutongwozinan; 23—Jingerhu; 24—Laojindong; 25—Hulubei; 26—Baishandong; 27—Yuxi

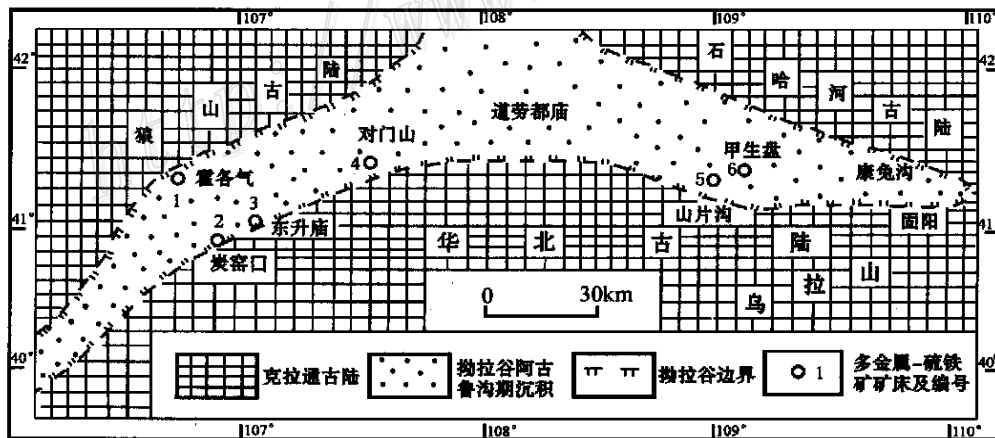


图5 狼山—渣尔泰山多金属矿带与裂谷

Fig. 5 Polymetallic ore belt and rift in Langshan-Caertaishan area

● 芮宗瑶, 等. 我国铜矿主要类型、资源远景分析评估和找矿对策. “八五”研究报告. 中国地质科学院矿床地质研究所.

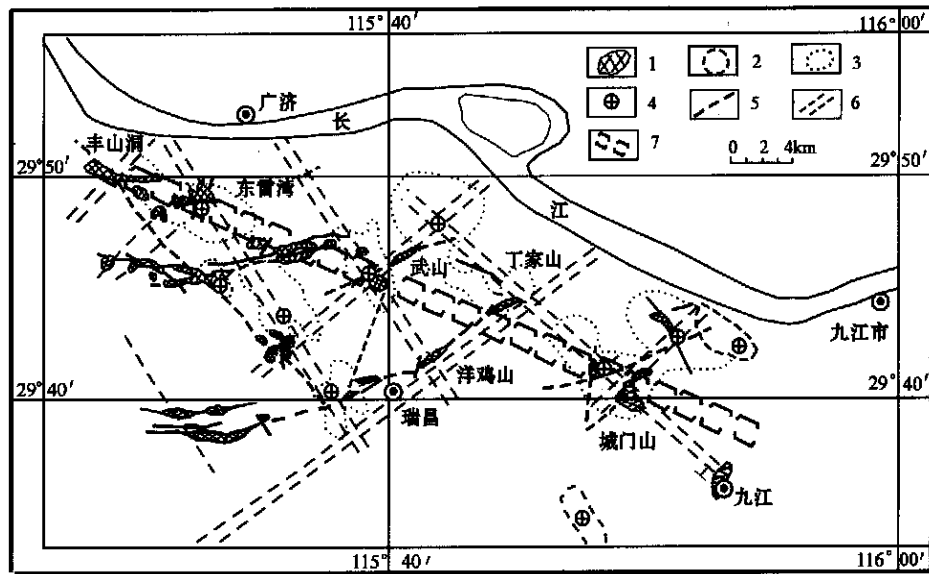


图 6 九瑞矿田及燕山期构造岩浆活动 (据翟裕生等, 1992)

1—地表岩体; 2—推测中浅部岩体; 3—推测中深部岩体; 4—推测岩体的中心位置; 5—浅部断裂; 6—中深部断裂; 7—深部断裂

Fig. 6 The Jiurui orefield and the Yanshanian tectono-magmatic activity (after Zai et al., 1992)

1—Surface massif; 2—Inferred intermediate-shallow massif; 3—Inferred intermediate-deep massif; 4—Inferred massif center; 5—Shallow faults; 6—Intermediate-deep faults; 7—Deep faults

内分布着火焰山、折腰山、小铁山、四个圈、铜厂沟等 5 个矿床。

有些矿田是受构造-岩浆作用控制的。例如九瑞铜金矿田受控于 NE 向与 NW 向断裂构造和燕山期岩浆活动, 丰山洞、东雷湾、武山、洋鸡山和城门山等铜金矿床就位于上述两组断裂的交叉点及燕山期花岗质岩浆的高侵位部位 (图 6)。

2.3 矿床

在有限空间内有用矿物或有用金属在质与量上均满足工业利用要求的矿石堆积称为矿床。在大多数情况下成矿系统演化到了终态则形成矿床。因此许多成矿流体上侵到地壳浅部时, 由于物理化学参数突然改变, 均一系统变成不混溶系统, 不饱和系统变成饱和系统或过饱和系统, 发生有用矿质的聚集而形成矿床。但是上侵仅仅代表由深部地质过程转变为浅部地质过程中在转换时期形成有用矿质富集的一种作用形式。有时, 有用矿质随地下水渗流到岩层较深部位, 由氧化相转变为还原相时也能形成矿石堆积。甚至有时, 有用矿质的堆积就发生在地表, 形成各种风化壳型矿床。风化壳型矿床矿质富集方式有别于前两者, 前者是有用矿质的迁移和沉淀; 后者为无用物质迁移而有用物质原地或半原地堆积。

3 过程

现在我们有可能来讨论成矿系统的始态、过程和终态, 是基于同位素年代学的发展。例如, 锆石就像地质学的“黑匣子”一样记录了物质演化的漫长历史。有些锆石从古剥蚀区转移到沉积岩中次生加大, 之后沉积岩转变为变质岩时又使其增加了生长环带, 最后变质岩经过深埋发生部分熔融使锆石进一步长大, 后又随岩浆上侵到达地壳浅部再生长加大, 由此我们采集的锆石样本, 就可能记录了各个地质历史阶段的、继承性的地质信息, 这种信息具有多样性和多解性。

杨敏之等(1996)论述了以玲珑-焦家为代表的胶东金矿的 3 阶段成矿模式: ① 矿源层形成阶段, 25~30 亿年时形成太古宙大洋型超镁铁质岩、基性火山岩和火山-沉积岩, 含量 (w_{Au}) 变化于 $(2.5 \sim 91) \times 10^{-9}$; ② 元古宙区域变质作用阶段, 20 亿年、16 亿年和 6~7 亿年的 3 次区域构造运动使岩石发生区域变质、变形, 矿物重结晶可能使金解析, 例如有机质变成石墨, 粘土矿物转变成绢云母和绿泥石等使金脱离吸附; ③ 活化成矿阶段, 165~130 Ma 期

间的早白垩世燕山运动,太古宙-元古宙绿岩经受深熔作用形成壳源深熔花岗岩,绿岩带内的金在岩浆热液的驱动下迁移、富集,成矿主要发生于3个层次:一是1~2 km深的上部层次,生成与火山岩有关的金矿床;二是2~5 km深的中部层次,生成与壳源深熔花岗岩-花岗闪长岩有关的金矿床;三是5~8 km深的深部层次,生成与变质有关的金矿床。因此,从成矿的始态、过程和终态来看,胶东金矿可以包括3种矿床类型:一是与绿岩带有关的金矿床,二是与绿岩带-壳源深熔花岗岩有关的金矿床,三是与火山岩-次火山岩有关的金、金银矿床。

我国华南地区以盛产钨锡等矿产而著名,这些矿床又以云英岩型大脉、夕卡岩型、锡石-硫化物型及斑岩型等为主,与花岗质岩浆热液过程联系密切。洪大卫等(1999)很好地揭示了成矿始态,240个花岗岩体的钨同位素资料表明华南内陆花岗岩可能代表平均1 500 Ma的中地壳深度熔融的产物。华南各个地区的源岩或源区稍有变化,但基底变质岩的Sm-Nd法、Pb-Pb法和U-Pb法年龄变化于1 100~2 710 Ma之间,这与花岗岩 t_{DM} 值变化于1 100~2 700 Ma基本一致,可见华南花岗岩的源岩或源区以元古宙基底岩石为主,部分可能为太古宙基底岩石。华南地区成矿终态主要发生于110~160 Ma,以130 Ma为鼎盛时期(毛景文等,2000),这与华南岩石圈在太平洋板块俯冲影响之下发生大规模拆沉和花岗质岩

浆大规模上侵有关(邓晋福等,1999)。

芮宗瑶等(2001;2002b)在研究东天山成矿动力学机制后认为,东天山与构造岩浆有关的矿床主要形成于华力西期(360~240 Ma),成矿的动力学背景为华力西期准噶尔洋盆俯冲到塔里木板块活动陆缘,准噶尔洋壳与中天山陆壳发生物质交换。企鹅山群火山岩和含矿斜长花岗斑岩的 t_{DM} 年龄提供了成矿始态年龄。其Sm-Nd同位素组成和 t_{DM} 有2件反映中天山陆壳的年龄为799 Ma和1 443 Ma,其他11件均反映准噶尔洋壳的年龄变化于442~583 Ma(表1),相当于寒武纪到奥陶纪,这与中天山基底和准噶尔的蛇绿岩套的年龄是一致的。由于准噶尔大洋不断将地幔物质输送至东天山,才使塔里木板块活动陆缘得以增生。东天山各类矿石的年龄值反映了成矿终态年龄,其中斑岩铜矿的年龄范围变化于360~310 Ma,韧性剪切带型金矿的年龄变化于290~280 Ma,构造蚀变带型银矿的年龄变化于260~240 Ma,硫化物铜镍矿石年龄变化于320~280 Ma。

3.1 成矿过程的时间跨度

从成矿始态到成矿终态,其时间跨度可以很大也可以较小。例如胶东金矿,有些地质学家(沈保丰等,1994)强调绿岩对金矿形成的贡献,则称之为绿岩带型金矿,认为矿床形成于2 500~3 000 Ma;而另一些地质学家则强调中国东部燕山期成矿大爆发(毛景文等,2000),认为成矿高峰期130 Ma,这样

表1 东天山企鹅山群火山岩和含矿斑岩Sm-Nd同位素组成和 t_{DM} 值

Table 1 Sm-Nd isotopic composition and t_{DM} values of the volcanic rocks of Qiershan Group and the ore-bearing porphyry in East Tianshan Orogen

序号	岩石	$w_{Sm}/10^{-6}$	$w_{Nd}/10^{-6}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(t)$	t_{DM}/Ma
1	流纹岩	5.102	22.156	0.1393	0.512760	8	+5.4	799
2	英安岩	6.433	27.265	0.1427	0.512942	9	+8.8	447
3	含矿安山岩	5.645	29.343	0.1164	0.512868	10	+8.8	442
4	含矿玄武粗安岩	3.797	14.606	0.1572	0.512941	10	+8.0	564
5	含矿粗面玄武岩	3.178	13.399	0.1435	0.542917	8	+8.3	507
6	含矿粗面玄武岩	7.904	33.255	0.1438	0.512914	8	+8.2	515
7	含矿粗面玄武岩	2.692	12.085	0.1347	0.512910	6	+8.6	464
8	含矿斜长花岗斑岩	1.219	5.329	0.1368	0.512421	9	-1.4	1443
9	含矿斜长花岗斑岩	1.890	10.218	0.1119	0.512812	9	+7.4	507
10	含矿斜长花岗斑岩	2.051	10.044	0.1235	0.512944	10	+9.4	349
11	含矿斜长花岗斑岩	1.521	8.168	0.1126	0.512806	9	+7.2	519
12	含矿斜长花岗斑岩	2.485	14.860	0.1012	0.512767	8	+7.0	520
13	含矿斜长花岗斑岩	0.703	3.621	0.1175	0.512870	9	+8.3	444
14	含矿斜长花岗斑岩	3.749	21.864	0.1038	0.512730	7	+6.2	583

测试单位:中国地质科学院地质研究所;测试人:张宗清、唐索寒等;测试仪器型号:MAT261质谱仪。火山岩 t 值为416 Ma,斜长花岗斑岩 t 值为369 Ma。

它们的时间跨度为 2 370 ~ 2 870 Ma。而造山带中变质碎屑岩型金矿床则是成矿时间跨度较小的矿床,从浊积岩中被有机质和粘土质吸附的金,到深埋藏变质变形被解析出来,再通过韧性剪切作用或构造岩浆作用使金迁移富集,仅用 10 ~ 60 Ma 就可完成(王秀璋等,2000)。

3.2 成矿过程的空间跨度

从成矿始态到成矿终态,空间跨度同样可以很大,也可以很小。例如密西西比河谷型铅锌矿床,随着沉积盆地内沉积层堆积的增厚(达 5 km 以上)、沉积层的压实、孔隙水和矿物结构水的释放,呈吸附状态和类质同像状态的有用金属迁移到热流体中,再随热流体从沉积盆地的中部迁移至沉积盆地边缘的碳酸盐台地中,并在生长断层中聚集起来。据有些地质学家估计(Sverjensky, 1981; 1986),矿质可能迁移上千公里距离。相反,红土型金矿、铝矿、铁矿、锰矿和镍矿等,它们迁移的距离可能很小,从始态到终态几乎未脱离风化壳。

3.3 成矿过程的多阶段性

对于成矿过程延续较长的矿床而言,成矿过程的多阶段性具有普遍意义。白云鄂博超大型 REE-Fe-Nb 矿床最具有代表性,根据任英忱等(2000)的研究,该矿床具有 5 个成矿富集阶段。

(1) 古中元古代(1 728 Ma),最早一期裂谷发生,白云鄂博沉积盆地呈一个孤立的断陷盆地,盆地周边的深断裂与深部主断裂相通,形成水下构造圈闭,深源热卤水沿断裂上升,形成稀土和铁的早期富集。

(2) 中元古代(1 300 ~ 1 200 Ma),第二期裂谷发生,伴随火成碳酸岩岩浆活动,含钡、钠和稀土的热流体交代了早先沉积的含铁和稀土的白云岩,使稀土第二次富集。

(3) 新元古代(800 ~ 700 Ma),第三期裂谷发生,伴随碱性脉岩岩浆上侵,有少量稀土富集。

(4) 加里东期造山运动发生,稀土重新分配和组合,伴随变质变形,大量新生稀土矿物形成,使矿石受到明显的改造。同时,可能此时有新的稀土带入。大量的稀土矿物的 Th-Pb 年龄和 Sm-Nd 等时线年龄均为加里东期(555 ~ 398 Ma)。

(5) 海西期矿区周围有大量花岗岩侵入,可能使白云鄂博矿再次发生热变质。

成矿过程的多阶段性必然带来矿床成因的多重性。以白云鄂博 REE-Fe-Nb 矿床为例,早期的研究

认为白云鄂博矿床属于特种高温热液矿床,同时认为海西期矿区周围有大量花岗岩侵入,花岗岩岩浆热液必然带来丰富的稀土。经过长期深入的研究,目前已基本弄清白云鄂博矿床是在古中元古代裂谷喷流-沉积的基础上,几经与火成碳酸岩有关的富稀土的热流体交代改造而富集的,最后又经过加里东期和海西期的改造。

4 结 语

每一个矿床都有自己特定的始态和终态。对于地质年代较早的矿床而言,它们在长期的地质历史演化中,其矿石必然伴随包围它们的岩石的变化而变化。因此成矿过程可能具有较宽的延展性,这不仅表现在时空上,而且成矿系统的多阶段性和多成因性可能也具有普遍意义。

References

- Alborede F. 1998. The growth of continental crust[J]. *Tectonophysics*, 296: 1 ~ 14.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangxi Autonomous Region. 1985. *Regional geology of Guangxi Zhuang Nationality Autonomous region*[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English introduction).
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite type[J]. *Pacific Geol.*, 8: 173 ~ 174.
- Chen Y C. 1999. *Mineral resources assessment of major metallogenic provinces in China*[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 536p (in Chinese with English abstract).
- Cheng Y Q, Chen Y C and Zhao Y M. 1979. Preliminary discussion on the problems of minerogenetic series of mineral deposits[J]. *Bulletin of the CAGS*, 1(1): 32 ~ 58 (in Chinese with English abstract).
- Cheng Y Q, Chen Y C, Zhao Y M, et al. 1983. Further discussion on the problems of minerogenetic series of mineral deposits[J]. *Bulletin of the CAGS*, 5(6): 1 ~ 64 (in Chinese with English abstract).
- Deng J F, Mo X X, Zhao H L, et al. 1999. The Yanshanian lithosphere-asthenosphere catastrophe and metallogenic environment in East China [J]. *Mineral Deposits*, 18(4): 309 ~ 315 (in Chinese with English abstract).
- Gan X C, Zhao F Q, Jin W S, et al. 1996. The U-Pb ages of Early Proterozoic Archean zircons captured by igneous rocks in southern China [J]. *Geochimica*, 25(2): 112 ~ 120 (in Chinese with English abstract).
- Han F, Shen J Z, Nie F J, et al. 1994. The geochronological studies of Sibao Group in the southern margin of Jiangnan massif [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, (1 ~ 2): 43 ~ 50 (in Chinese with English ab-

- stract) .
- Hong D W, Wang S G, Xie X L, et al. 2000. Genesis of positive $\epsilon(\text{Nd}, \text{t})$ granitoids in the Da Hingan Mts.-Mongolia orogenic belt and growth continental crust [J]. *Earth Sci. Frontiers*, 7(2) : 441 ~ 456 (in Chinese with English abstract) .
- Hong D W, Xie X L and Zhang J S. 1999. An exploration on the composition, nature and evolution of mid-lower crust in South China based on the Sm-Nd isotopic data of granites [J]. *Geol. J. China Uni.*, 5(4) : 361 ~ 371 (in Chinese with English abstract) .
- Huang C K, Bai Y, Zhu Y S, et al. 2001. The copper deposits in China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 375p (in Chinese with English synopsis) .
- Huang T K, Ren J S, Jiang C F, et al. 1977. An outline of the tectonic characteristics of China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 51(2) : 117 ~ 135 (in Chinese with English abstract) .
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granite rocks [J]. *Mining Geol.*, 27 : 293 ~ 305 .
- Knight C L. 1957. Ore genesis—the source bed concept[J]. *Econ. Geol.*, 52(7) : 808 ~ 817 .
- Li C Y, Xu G Z, Hu R Z, et al. 2000. The main type, characteristics and metallogenic prospective of the copper deposits in China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 157 ~ 158 (in Chinese) .
- Li X H. 1996. Sm-Nd isotopic systematics of Sibao Group from the southern margin of Yangtze block: Implications for the crustal evolution[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 31(3) : 218 ~ 228 (in Chinese with English abstract) .
- Mao J W and Wang Z L. 2000. A preliminary study on limits and geodynamic setting of large scale metallogeny in East China [J]. *Mineral Deposits*, 19(4) : 289 ~ 296 (in Chinese with English abstract) .
- Mao J W, Zhang Z Q and Dong B L. 1990. A new Sm-Nd isotopic chronology of Sibao Group in southern margin of Yangtze massif [J]. *Geol. Rev.*, 36(3) : 264 ~ 268 (in Chinese with English abstract) .
- McCulloch M T and Bennett V C. 1994. Progressive growth of the earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints[J]. *Geochim. et Cosmochim.*, 58 : 4717 ~ 4738 .
- Olson P and Singer H. 1985. Creeping plume[J]. *J. Fluid Mech.*, 158 : 511 ~ 531 .
- Ren J S. 1991. The basic characteristics of the tectonic evolution of the continental lithosphere in China [J]. *Regional Geol. of China*, (4) : 289 ~ 293 (in Chinese with English abstract) .
- Ren Y C and Wang K Y. 2000. Studies on the Baiyuebo super-large REE-Fe-Nb deposits [A]. In: Tu G C, ed. *The superlarge ore deposits of China (1)* [C]. Beijing: Sci. Press. 10 ~ 26 (in Chinese) .
- Rudnick R L. 1995. Making continental crust[J]. *Nature*, 378 : 571 ~ 578 .
- Rui Z Y, Li N and Wang L S. 1991. The Guanmenshan lead-zinc deposit: its basic brine ore-forming process and lead isotopic targeting [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 38 ~ 39 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Wang F T, Li H H, et al. 2001. Advance of the porphyry copper belt of the East Tianshan mountain, Xinjiang [J]. *Chinese Geol.*, 28(2) : 11 ~ 16 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Li Y Q, Wang L S, et al. 2002a. Preliminary discussion on ore-forming fluids and enrichment systems of metallic minerals[J]. *Mineral Deposits*, 21(1) : 83 ~ 90 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Liu Y L, Wang L S, et al. 2002b. The porphyry copper belt and its tectonic framework of Eastern Tianshan in Xinjiang [J]. *Acta Geologica Sinica*, 76(1) : 83 ~ 94 (in Chinese with English abstract) .
- Shen B F, Luo H, Han G G, et al. 1993. Archean geology and mineralization in northern Liaoning Province and south Jilin Province [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 255p (in Chinese with English abstract) .
- Sleep N H, Richards M A and Mager B H. 1988. Onset of mantle plumes in the presence of preexisting convection [J]. *J. Geophys. Res.*, 93 : 7672 ~ 7689 .
- Stein M and Goldstein S L. 1996. From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubianshield[J]. *Nature*, 382 : 773 ~ 778 .
- Sverjensky D A. 1981. The origin of a Mississippi valley-type deposit in the Viburnum Tread, Southeast Missouri [J]. *Econ. Geol.*, 76 : 1848 ~ 1892 .
- Sverjensky D A. 1986. Genesis of Mississippi valley-type lead-zinc deposits[J]. *Annual Rev. of Earth and Planetary Sci.* 14 : 177 ~ 199 .
- Taylor S R and McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust [J]. *Rev. of Geophys.*, 23 : 241 ~ 265 .
- The Geological Exploration Company of Yunnan Metallurgical Industry Bureau. 1977. The geology of the sandstone copper deposits[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 213 ~ 218 (in Chinese) .
- Tu G C, Zhang Y Q and Zhao Z H. 1984. Preliminary study on the two alkalie-rich intrusive belts in South China [A]. In: Xu K Q, Tu G C, ed. *Geology and mineralization of granites* [C]. Nanjing: Jiangsu Press of Sci. & Tech. 21 ~ 237 (in Chinese) .
- Wang D H. 1998. Mantle plume and mineralization [M]. Beijing: Seismological Press. 1 ~ 160 (in Chinese) .
- Wang X Z, Cheng J P, Liang H Y, et al. 1995. Three stage metallogenic model for gold deposits of metamorphosed fine-clastic rock type [J]. *Mineral Deposits*, 14(4) : 322 ~ 328 (in Chinese with English abstract) .
- Wang X Z, Lu D F, Cheng J P, et al. 2000. Study on the gold deposits of metamorphic microclastic rock type [A]. In: Tu G C, ed. *The superlarge ore deposits of China (1)* [C]. Beijing: Sci. Press. 452 ~ 476 (in Chinese with English abstract) .
- Whitehead J A and Luther O S. 1995. Dynamics of Laboratory diapir and plume models [J]. *J. Geophys. Res.*, 80 : 705 ~ 717 .
- Wilson J T. 1963. A possible origin of the Hawaiian islands [J]. *Can. J. Phys.*, 41 : 863 ~ 870 .
- Xiao X C, Chen G M and Zhu Z Z. 1978. A preliminary study on the tectonics of ancient ophiolites in the Qilian Mountain, northwest China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 52(4) : 218 ~ 295 (in Chinese with English abstract) .

- Xu K Q, Sun N and Wang D Z. 1984. Genesis and mineralization of the granite in South China [A]. In: Xu K Q, Tu G C, ed. *Geology and mineralization of granites* [C]. Nanjing: Jiangsu Press of Sci. & Tech. 1 ~ 20 (in Chinese with English abstract) .
- Yang M Z and Lu G X. 1996. The geology-geochemistry of gold deposits of the greenstone belt in Jiaodong district, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 217p (in Chinese with English abstract) .
- Yu C W. 2001. Fractal growth of ore-forming dynamical systems of the edge of chaos—a new metallogeny and methodology [J]. *Earth Science Frontiers*, 8(3) : 9 ~ 28; 8(4) : 471 ~ 489 (in Chinese with English abstract) .
- Yuen D A and Peltier W R. 1980. Mantle plume and the thermal stability of D' layer [J]. *GRL*, 7: 625 ~ 628 .
- Zhai Y S, Yao S Z, Lin X D, et al. 1992. The mineralization of iron-copper (gold) deposits in the area of Middle-Lower Reach of Yangtze River [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 235p (in Chinese) .
- Zhai Y S, Deng J, Li X B. 1999. Essentials of metallogeny [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 287p (in Chinese with English synopsis) .
- 附中文参考文献**
- 陈毓川. 1999. 中国主要成矿区带矿产资源远景评价 [M]. 北京: 地质出版社. 536 页.
- 程裕淇, 陈毓川, 赵一鸣. 1979. 初论矿床的成矿系列问题 [J]. *中国地质科学院院报*, 1(1) : 32 ~ 58 .
- 程裕淇, 陈毓川, 赵一鸣, 等. 1983. 再论矿床的成矿系列问题 [J]. *中国地质科学院院报*, 5(6) : 1 ~ 64 .
- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 1999. 中国东部燕山期岩石圈-软流圈系统大灾变与成矿环境 [J]. *矿床地质*, 18(4) : 309 ~ 315 .
- 甘晓春, 赵凤清, 金文山, 等. 1996. 华南火成岩中捕获锆石的早元古代-太古宙 U-Pb 年龄信息 [J]. *地球化学*, 25: 112 ~ 120 .
- 韩发, 沈建忠, 聂凤军, 等. 1994. 江南古陆四堡群同位素地质年代学研究 [J]. *地球学报*, (1 ~ 2) : 43 ~ 50 .
- 洪大卫, 王式洸, 谢锡林, 等. 2000. 兴蒙造山带正 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长 [J]. *地学前缘*, 7(2) : 441 ~ 456 .
- 洪大卫, 谢锡林, 张季生. 1999. 从花岗岩的 Sm-Nd 同位素探讨华南中下地壳的组成、性质和演化 [J]. *高校地质学报*, 5(4) : 361 ~ 371 .
- 黄崇轲, 白冶, 朱裕生, 等. 2001. 中国铜矿床 [M]. 北京: 地质出版社. 375 页.
- 黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 等. 1977. 中国大地构造基本轮廓 [J]. *地质学报*, 51(2) : 117 ~ 135 .
- 李朝阳, 徐贵忠, 胡瑞忠, 等. 2000. 中国铜矿主要类型特征及其成矿远景 [M]. 北京: 地质出版社. 157 ~ 158 .
- 李献华. 1996. 扬子板块南缘四堡群 Sm-Nd 同位素体系及其地壳演化意义 [J]. *地质科学*, 31: 198 ~ 227 .
- 毛景文, 张宗清, 董宝林. 1990. 江南古陆四堡群钨同位素年龄研究 [J]. *地质论评*, 36: 264 ~ 268 .
- 毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨 [J]. *矿床地质*, 19(4) : 289 ~ 296 .
- 任纪舜. 1991. 论中国大陆岩石圈构造的基本特征 [J]. *中国区域地质*, 4: 289 ~ 293 .
- 任英忱, 王凯怡. 2000. 白云鄂博超大型 REE-Fe-Nb 矿床研究 [A]. 见: 涂光炽, 等, 主编, 中国超大型矿床(1). 北京: 科学出版社. 10 ~ 26 .
- 芮宗瑶, 李宁, 王龙生. 1991. 关门山铅锌矿床: 盆地热卤水成矿及铅同位素打靶 [M]. 北京: 地质出版社. 38 ~ 39 .
- 芮宗瑶, 王福同, 李恒海, 等. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展 [J]. *中国地质*, 28(20) : 11 ~ 16 .
- 芮宗瑶, 李荫清, 王义天, 等. 2002a. 初论成矿流体及金属矿物富集系统 [J]. *矿床地质*, 21(1) : 83 ~ 90 .
- 芮宗瑶, 刘玉琳, 王龙生, 等. 2002b. 新疆东天山斑岩铜矿带及其大地构造格局 [J]. *地质学报*, 76(1) : 83 ~ 94 .
- 沈保丰, 骆辉, 韩国刚, 等. 1994. 辽北-吉南太古宙地质及成矿 [M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 255 .
- 涂光炽, 张玉泉, 赵振华. 1984. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究 [A]. 见: 徐克勤, 涂光炽, 主编. 花岗岩地质和成矿关系 [C]. 南京: 江苏科学技术出版社. 21 ~ 237 .
- 王登红. 1998. 地幔柱及其成矿作用 [M]. 北京: 地震出版社. 1 ~ 160 .
- 王秀璋, 程景平, 梁华英, 等. 1995. 变质细碎屑岩型金矿床的三阶段成矿模式 [J]. *矿床地质*, 14(4) : 322 ~ 328 .
- 王秀璋, 陆德复, 程景平, 等. 2000. 变质细碎屑岩型金矿床研究 [A]. 涂光炽, 等, 主编. 中国超大型矿床(1) [C]. 北京: 科学出版社. 452 ~ 476 .
- 肖序常, 陈国铭, 朱志直. 1978. 祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义 [J]. *地质学报*, 52(4) : 281 ~ 295 .
- 徐克勤, 孙鼐, 王德滋, 等. 1984. 华南花岗岩成因与成矿 [A]. 见: 徐克勤, 涂光炽, 主编. 花岗岩地质和成矿关系 [C]. 南京: 江苏科学技术出版社. 1 ~ 20 .
- 杨敏之, 吕古贤. 1996. 胶东绿岩带金矿地质地球化学 [M]. 北京: 地质出版社. 217 页.
- 云南省冶金局地质勘探公司. 1977. 砂岩铜矿地质 [M]. 北京: 冶金工业出版社. 213 ~ 218 .
- 於崇文. 2001. 成矿动力系统的混沌边缘分形生长——一种新的成矿理论与方法论 [J]. *地学前缘*, 8(3) : 9 ~ 28; 8(4) : 471 ~ 489 .
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 等. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律 [M]. 北京: 地质出版社. 235 页.
- 翟裕生, 邓军, 李晓波. 1999. 区域成矿学 [M]. 北京: 地质出版社. 287 页.

Preliminary Study of Initial State, Terminal State, and Process of Ore-forming System

Rui Zongyao, Wang Longsheng and Wang Yitian

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China)

Abstract

According to the recent researches conducted by the authors on some typical copper and gold deposits, combined with related conclusions reached by other researchers both in China and abroad, it is held that the metallogenesis is the product of a systematic evolution, and the evolution of the ore-forming system includes the initial state, the terminal state, and the process. The initial state can be summarized as source region, source rock, reservoir rock, source bed, a denudation area, etc., while the terminal state can be generalized as ore belt, ore-field, and ore deposit, which compose a grade system. The process between the initial state and the terminal state is extremely complicated in the ore-forming system. Being an open dynamic process far from equilibrium and extending both in time and in space, this process is characterized by complicatedness, self-organization, and oscillation, and sometimes consists of several processes. The deep investigation of the characteristics and relationships of the initial state, the terminal state and the process of the ore-forming system will contribute greatly to further disclosure of the metallogenic mechanism and the reasonable evaluation of mineral resources.

Key words: ore-forming system, initial state, terminal state, process, ore belt, orefield, ore deposit

“世界大型-超大型矿床成矿图”项目取得重要进展

《1:25 000 000 世界大型超大型矿床成矿图——全球成矿研究》项目于2000年8月获世界地质图类委员会(CGMW)正式批准。该项目由我国著名矿床学家、中国工程院院士裴荣富研究员任首席科学家,俄罗斯科学院院士D.V. Rundquist任项目副负责和联合协调人,以中、俄两国科学家为骨干,同时邀请南非、日本、美国、英国、阿根廷、印度、委内瑞拉、伊朗、加拿大的地质学家参加。

本项目旨在通过对全球五大洲65个国家约800余个大型、超大型矿床的综合分析和对比,编制全球统一图例的1:2500万大型超大型矿床成矿图,提出世界不同国家、地区和不同构造部位巨量金属堆积的构造环境和控矿规律,促进全球成矿学研究。近两年来,项目组收集了各种比例尺的全球性或区域性地质构造图件16幅,采集和录入全球大型-超大型矿床数据648个,初步编制完成统一的编图图例和成矿构造底图(草图)。2002年将完成全球构造底图的编制和全球矿床数据的采集、筛选和编辑以及国际参与者对矿床数据的审查和鉴证,为进一步的编图和研究工作奠定基础。

以我国科学家为首,首次在国际上主编大型和超大型矿床成矿图,不仅可以扩大我国在全球成矿和大型-超大型矿床研究方面的国际影响,实践世界地质图类委员会发展国际科学和教育的宗旨,促进对全球矿产资源及成矿规律的深入研究,同时,也为我国实施“两种资源、两个市场”战略,建立全球矿产资源支持系统和供应体系作出积极贡献。

(梅燕雄 供稿 李岩 编辑)