对流地幔输入大陆与大陆成矿作用*

邓晋福[1] 邱瑞照[2] 肖庆辉[3] 吴宗絮[4]

周 肃[1] 彭 聪[5] 赵国春[1] 苏尚国[1] 刘 翠[1]

（1 中国地质大学“岩石圈构造、深部过程及探测技术”教育部重点实验室，北京 100083； 2 中国地质科学院地质研究所，北京 100037；3 国土资源部信息中心，北京 100812；4 国家地震局地质研究所，北京 100037；5 中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037）

摘 要 文章讨论了对流地幔向大陆的输入是大陆成矿作用的直接驱动力。以华北燕山造山带为例，认为卷入的对流地幔可能深达 670 km 界面。对流地幔的热和物质输入大陆诱发形成一个新的被扰乱的岩石圈－软流圈系统(LAS)，它成为大陆成矿作用的重要深部环境。提出了被扰乱的大陆岩石圈－软流圈系统及其成矿作用的 4 个类型：①伸展环境下的岩石圈巨大减薄作用；②挤压环境下的岩石圈巨大减薄作用；③挤压环境下的岩石圈巨大加厚作用；④太古克拉通岩石圈根在造陆运动中，地幔深部小的热扰乱。最后讨论了大陆成矿作用的基本过程。

关键词 对流地幔 岩石圈–软流圈系统 大陆成矿作用

近半个世纪以来，成矿作用研究随着对成矿规律认识的提高而不断深入。20 世纪 60 年代，以研究矿床的成因模型为重点，并取得一系列找矿的重大突破；70 年代，将板块构造环境与成矿作用联系起来，使成矿作用进入成矿动力学研究的新时代；20 世纪 90 年代起，地质学家认识到成矿作用受壳–幔相互作用控制，特别是下地壳、岩石圈地幔、软流圈上涌等对成矿作用的控制，成矿作用实际上是壳幔演化过程中的一种作用，矿床是这一过程中的产物；从岩石圈－软流圈深部过程来审视岩浆活动、成矿作用已成为重要方向，从地幔和陆壳深部去寻找成矿作用的根源已成为关键的科学问题之一。从矿床研究历史来看，大地构造理论对成矿作用研究和成矿规律的总结具有重要的指导作用，可以说产生什么样的大地构造理论，就会伴生与之相适应的成矿理论。因此，可以预见，90 年代以来发展起来的大陆构造与大陆动力学新理论，将为大陆成矿作用提供理论框架，从而发展出与大陆构造-大陆动力学相适应的新的大陆成矿理论，并且通过对成矿作用与地球动力学演化关系的深入了解，可以增强发现矿床尤其是大型-超大型矿床的能力，以便更好地指导成矿预测与找矿。

1 对流地幔（热与物质）输入：大陆成矿作用的驱动力

1.1 大陆岩石圈

大陆岩石圈由上部陆壳和下部的地幔岩石圈构成。按板块构造理论（Wyllie，1973；Ringwood, 1975；Condie, 1982），对流地幔（或软流圈）通过局部熔融作用分离出地壳（如现代洋中脊的玄武岩构成洋壳），留下的是亏损玄武岩组分的难熔残余地幔称为地幔岩石圈；随远离洋中脊，亏损的地幔（即地幔岩石圈）不断冷却加厚，在会聚边界俯冲削减，通过以安山质为主的岩浆作用构成大陆地壳。这样，大陆地壳与地

* 本文受中国地质调查局（编号：K1.4-1-2 & 200113900018）、国家自然科学基金重点项目（编号： 402344048）、国土资源部科技专项计划项目（编号：20001010202 & 200010103）及“中国三维岩石圈深部物质模型研究”课题、中国科技部 IGCP 国际合作项目（编号：2001cb711002）和中国地质大学“岩石圈构造、深部过程及探测技术”教育部重点实验室开放课题（编号：2003009 & 2003010）联合资助

第一作者简介 邓晋福，男，1935 年生，教授，博士生导师，长期从事岩石学、岩石大地构造、壳幔深部过程教学与研究, E-mail: dengjinfu@21cn.com

幔岩石圈是对流地幔分异作用的一对互补产物。从热学的角度来看，岩石圈是地球的冷的表层，以传导地温为特征，其下伏的对流地幔则是热的，以对流地温为特征。岩石圈形成之后，如果没有岩浆-构造-热事件的发生，则岩石圈必持续地冷却，岩石圈的强度愈来愈大，地幔岩石圈的亏损性质被保留下来。

伴随对流地幔的分异形成最初的大陆岩石圈时，对流地幔内的有用元素被转移到陆壳浅部聚集成矿。最初形成的大陆岩石圈的陆壳以 TTG（英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩）组合为特征，如大陆内许多太古代—早元古代形成的克拉通（或地台、地盾）。早元古代以后，新生的大陆岩石圈常常是分布在古老克拉通周边的造山带，造山带的形成及其伴随的成矿作用同样是对流地幔分异作用的最终产物。

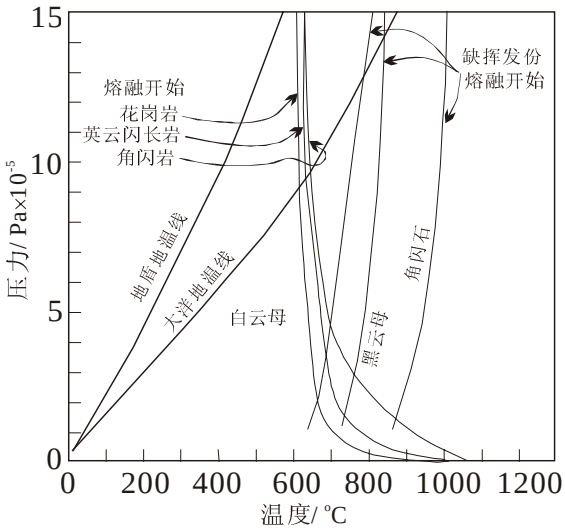

图 1 陆壳岩石熔融条件（据 Wyllie, 1977）
Fig.1 Melting condition of crustal rocks (after Wyllie, 1977)

地球上最初形成的大陆，一部分在其形成之后一直稳定至今，另外一部分在其形成之后仍然有对流地幔的输入，导致原有陆壳被改造并伴随新的成矿作用，也包括对已有矿床的改造，例如，华北地区的大型-超大型金矿大多数分布在太古宙花岗岩-绿岩带分布区，但成矿作用主要为燕山期，被称为广义的花岗岩-绿岩金矿（沈保丰等，2000）。

1.2 对流地幔的热输入

以华北燕山造山带为例进行讨论。燕山期之前该区是一个典型的太古代—早元古代克拉通，但是大多数内生金属成矿作用均与燕山期的岩浆-构造-热事件有关，即与燕山运动有关，或称为“大陆活化”。燕山期之前该区岩石圈应该是冷的，鄂尔多斯地块、扬子地块和塔里木地块可作为参照，要使一个冷的陆壳产生大量岩浆作用和大规模成矿作用，必定需要大量热的供给，热从那里来？显然地幔岩石圈本身是无法提供如此大量热能的，因为它本身亦是冷的，唯一的可能是来自下伏的软流圈或对流地幔。

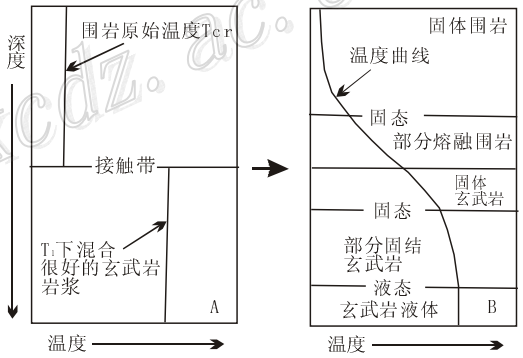

图 2 玄武质岩浆底侵对陆壳加热的热模拟示意图（据 Bergangtz, 1989）

(A)底侵开始时的情形，混合很好的玄武岩岩浆与温度为 Tcr 的围岩形成一个接触面，温度曲线最初时是一个阶梯函数；(B)在一段时间之后，玄武岩将结晶形成一个固相区和晶粥区，而上覆围岩也将产生一个混合相的区域，该区域固相的份额是温度的函数

Fig.2. Sketch thermal simulating diagram showing basatic magma underplating which heats up the crust(after Bergangtz, 1989)

(A) The initial condition at the time of underplating. Well-mixed basalt forms a planar contact against country rock at some ambient temperature Tcr. The temperature profile is initially a step function. (B) After some time has passed, the basalt will have crystallized and formed a region of solid and mush. Melting in the overlying country rock also produces a region of mixed phase where the solid fraction is a function of temperature

由图 1（Wyllie, 1977），在 P=1GPa 下，华北克拉通温度（以地盾地温为代表）约 400 ℃，要达到黑云母脱水熔融的温度，即≥850 ℃，亦就是说，需要升高约≥450℃，才能形成花岗岩岩浆。以 Bergangtz（1989）关于玄武质岩浆底侵对陆壳加热产生岩浆的一维热模拟（图 2）作为指导或参照，定量地了解对流地幔输入热量的大小。Bergangtz（1989）的初始条件为 P=1 GPa，底侵玄武质岩浆 1250 ℃，围岩为英云闪长岩(T)，其黑云母脱水熔融的温度约 875 ℃，围岩温度为 700 ℃，热传输为传导方式，则在玄武质岩浆与英云闪长质围岩接触处温度升高，可达最大，在那里围岩约可达 38%熔融程度（Bergangtz，1989 的图 3），往上温度降低，熔融

http://www.kcdz.ac.cn/

程度降低直至无熔融（参见图 2）。Bergangtz（1989）热模拟获得一个重要参数，在上述条件下，英云闪长质围岩中熔体总量/底侵玄武岩结晶的总量=0.4，分子为熔融带中花岗质岩浆的总量，分母系底侵玄武质岩浆为提供陆壳岩石发生熔融放出热量之后而自身冷却的总量；另外，熔融带中只有约 25 %的岩浆是可分离出来的，即可上升至近地表形成火山岩或侵入岩的岩浆的数量。由此，假设只从一维角度考虑的话，①如果假设形成含 10 km 厚的熔浆的陆壳熔融带，则可形成的火成岩的厚度约 2.5 km，需要约 25 km 厚的底侵玄武质岩浆全部结晶固结起来提供所需要的热量；②如果进一步假设玄武质岩浆由软流圈二辉橄榄岩 10 %的熔融程度所形成，那么，就需要有 250 km 厚的软流圈来提供，这是指全部玄武质岩浆均可分出，实际上不可能全部分离出玄武质岩浆，所以，提供玄武质岩浆的软流圈必定大于 250 km。在上述条件下，玄武质岩浆不可能喷出地表或侵入在地表浅部，因为上述计算的量是假设玄武质岩浆在壳底已全部固结的条件，亦就是说，如果还有玄武质岩浆剩下以供喷出或侵入，则所需的底侵玄武质岩浆厚度必大于 25 km。

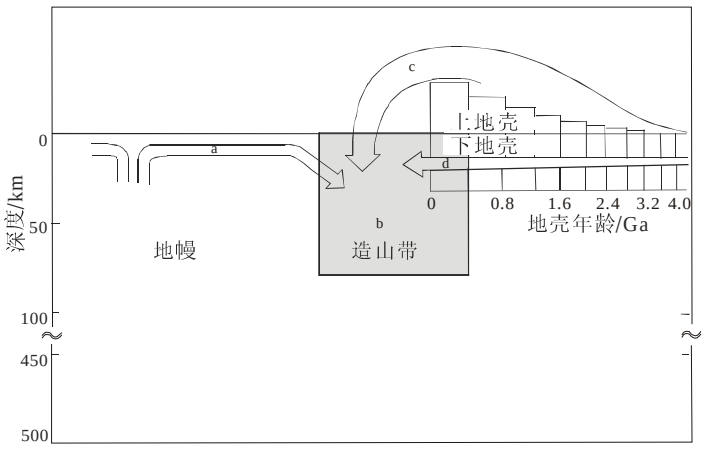

图 3 铅构造模式原理示意图（据 Zartman et al., 1981）

箭头代表在最近的造山旋回时输入造山带的物质的来源，以形成造山带的新地壳；a 为地幔源；b 为造山带新地壳；c 为上地壳源；d 为下地壳源

Fig.3 Sketch map of the plumbotectonic model (after Zartman et al., 1981)

Arrowhead show the material sources input in the orogenic belt of the new orogenic cycle, forming new orogenic crust. a- Mantle; b- Orogene; c- Upper crust contributed to orogene; d- Lower crust contributed to orogene.

以 Bergangtz（1989）的热模拟作为参照，华北克拉通在燕山运动之前，在 P=1 GPa 条件下（约 35 km 深处，参照图 1），陆壳温度约 400℃，亦就是说比 Bergangtz（1989）假设的初始围岩温度 700℃低约 300℃，可以推测，对于华北燕山造山带来说，要发生陆壳岩石的大规模的熔融作用以及成矿作用，可能需要 670 km 界面的软流圈的热提供才行。因此，有理由推测，燕山运动的发生必须有大量软流圈的热能量的输入，冷的地幔岩石圈是无法提供这些热量的；另外，如果假设太平洋一侧板片放出流体进入岩石圈地幔楔，也是不行的，因为板片脱水放出的流体往往温度不高，不足以驱动亏损的橄榄岩（地幔楔）的局部熔融发生，因而也不能提供所需的热量。因此，对流地幔的热的注入是华北燕山期大规模成矿作用和岩浆活动产生的必需条件。

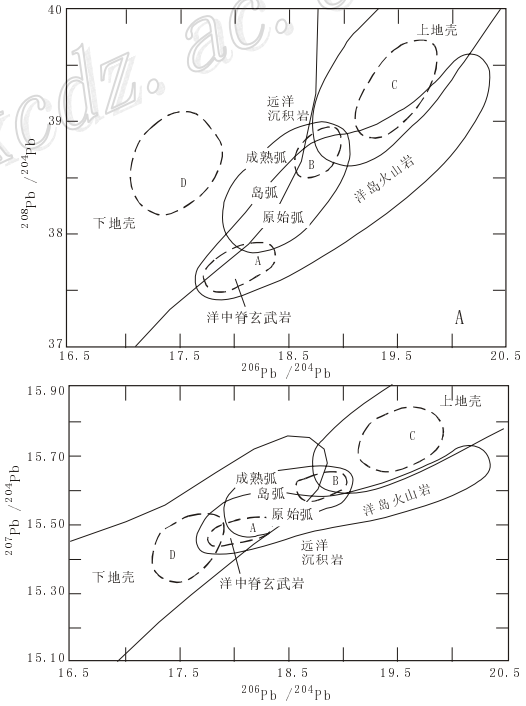

图 4 A, B 显示现代地幔、上地壳、下地壳和造山带 Pb 同位素比值分布区(A =地幔; B = 造山带; C= 上地壳; D = 下地壳) (据 Zartman et al., 1981)

Fig.4 A,B showing the genneralized plots of lead-isotopic ratios used to define the modern fields for mantle, upper crust, lower crust, and orogene (A=Mantle; B=Orogene; C=Upper crust; and D= Lower crust) (after Zartman et al., 1981)

2.3 对流地幔的物质的输入

2.3.1 火成岩 Pb 同位素组成

Zartman 和 Doe (1981) 基于全球 Pb 同位素组成及其分布，提出 Pb（探测）构造学（plumbotectonics）模

http://www.kcdz.ac.cn/

型，用以模拟发生在壳和幔储库之间的动力学相互作用，如图 3 所示。

该模型认为，Pb 同位素有 4 个储库，3 个长期存在的储库，包括地幔、上部陆壳和下部陆壳，还有一个短期的混合的造山带（short-lived mixing orogene）储库，图 3 展示造山带 Pb 组成是由地幔、下地壳、上地壳 3 个储库混合的模型，图 4 则展示了造山带 Pb 同位素组成（以原始弧和成熟弧为代表）处于地幔（以洋中脊和洋岛火山岩为代表）、上陆壳和下陆壳的交汇重叠区，记录了造山带 Pb 同位素组成是 3 个长期储库的混合的记录。Zartman 和 Doe (1981)的 Pb（探测）构造学模型表明，造山带的形成需要有地幔物质向大陆的输入。

从图 4 可以看出，由于 3 个壳幔长期储库的 Pb 同位素组成演化较宽，一个地区具体的造山带有其特定的 3 个储库的 Pb 同位素组成，3 个储库在造山过程中的贡献不同，必定会引起这个造山带的 Pb 同位素有其特定的组成，因此不能简单地套用 Zartman 和 Doe (1981)的全球模型，但是，他们的模型的思路和方法是合理的，可以作为我们理解造山带 Pb 同位素组成形成的一个指导。以中国东部燕山期火成岩为例，其 Pb 同位素组成记录了地幔物质的注入以及与特定地段造山带的特定的陆壳组成的混合作用的结果（见表 1，表 2，图 5）。

表 1 不同地区铅构造学模型中储库同位素组成

Table 1　Lead isotope compositions of reservoirs showing in plumbotectonic models of different areas

	全球				华北			华南		
储库	地幔	造山带	上地壳	下地壳	地幔	上地壳	下地壳	地幔	上地壳	下地壳
$^{206}Pb/^{204}Pb$	18.01	18.89	19.44	17.54	17.616	18.038	16.546	18.289	18.928	17.241
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.47	15.61	15.70	15.39	15.448	15.540	15.187	15.585	15.699	15.402
$^{208}Pb/^{204}Pb$	37.71	38.81	39.19	38.67	37.718	38.405	36.473	38.454	39.243	37.557

全球据 Zartman et al., 1981; 华北和华南据张理刚等, 1995

表 2 中国东部燕山期火成岩和矿石 Pb 同位素组成

Table 2　Lead isotope compositions of Yanshanian igneous rocks and ores in eastern China

地点(样品数)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	构造环境
火成岩				
华北(48)	17.453	15.454	37.731	再活化克拉通
中下扬子(4)	16.845	15.415	37.201	再活化克拉通
东北(100)	18.375	15.576	38.347	再活化古老造山带
沿长工(59)	18.058	15.558	38.350	再活化古老造山带
江南隆起(1)	18.298	15.623	38.196	再活化古老造山带
东南沿海(71)	18.385	15.643	38.796	再活化古老造山带
南岭(140)	18.601	15.696	38.825	大陆碰撞带
矿石				
燕辽(43)	16.384	15.264	36.529	再活化克拉通
胶东(23)	17.058	15.429	37.642	再活化克拉通
河南(38)	17.252	15.440	37.813	再活化克拉通
内蒙古(54)	18.345	15.564	38.395	再活化古老造山带
铜陵(25)	18.321	15.586	38.321	再活化古老造山带
铜厂(3)	18.136	15.588	38.206	再活化古老造山带
紫金山(1)	18.222	15.581	38.424	再活化古老造山带
南岭(9)	18.560	15.673	38.903	大陆碰撞带

注：资料来源，请参见邓晋福等（1999）文章中所列的文献和内部报告

从表 1、表 2 和图 5 可以看出，与全球模型（Zartman et al., 1981）比较，东部造山带壳幔储库与全球模型有较大差异，特别是华北地区，因为那里包括太古代—早元古代形成的克拉通下地壳，Pb 同位素组成均很低。张理刚等（1995）指出，燕山期及其长石以及矿石 Pb 同位素组成有明显的区域差异，由此划分了构造-岩石-成矿同位素地球化学省，其地幔 Pb、基底变质岩 Pb、中生代长石 Pb 和矿石中 Pb 同位素组成

http://www.kcdz.ac.cn/

差异与各自同位素地球化学省的储库 Pb 同位素组成是高度耦合的。从图 5 和表 1、表 2 的对比，可以看出，东部燕山期火成岩与矿石（代表燕山期造山带）Pb 同位素组成大致可分为 3 个区，即再活化克拉通、再活化古老造山带和大陆碰撞带。①再活化克拉通造山带（如华北地台、下扬子）的火成岩与矿石 Pb 同位素很低，主要是注入的地幔 Pb 与华北型下地壳 Pb 的混合结果；②再活化的古老造山带（如东北地区，沿长江地区，江南隆起，东南沿海）的火成岩与矿石 Pb 同位素组成主要是注入的地幔 Pb 与华南型下地壳 Pb 的混合结果；③大陆碰撞带（如南岭）的火成岩与矿石 Pb 同位素组成主要是注入的地幔 Pb 与华南型上地壳 Pb 的混合结果。

2.3.2 火成岩组合

对流地幔注入大陆的新生（Juvenile）物质主要是从中分离出来的玄武质岩浆，底侵(underplating)于壳底，或内侵(intraplating)于壳内，在大陆裂谷环境下主要是添加于陆壳内，主要通过岩浆分离结晶作用和岩浆液态不混熔作用，使有用金属元素分离集聚成矿；在挤压造山环境下，则常被封闭在壳底或壳内，对地壳加热、诱发陆壳岩石熔融，通过以岩浆混合作用为主的多种岩浆演化机制，产生玄武质（辉长质）-安山质（闪长质）-英安质（花岗闪长质）-流纹质（花岗质）（以 SiO_2 为标准的分类）的岩石组合，在这个过程中萃取壳幔中的有用金属元素在浅部成矿。

2.3.3 成矿元素组合

与镁铁质-超镁铁质火成岩有关的成矿作用（如 Cr，Ni，PGE，Cu，Fe，Ti 等）是亲地幔的成矿元素，它们随幔源岩浆直接注入大陆，然后成矿。与安山质岩浆为主的造山带火成岩系列有关的成矿作用，亲地幔的成矿元素（如 Cu，Fe，Ti，Au）与亲陆壳的成矿元素（如 Pb，Zn，Ag，U，Hg，Sb）常常共生在一起构成复杂的成矿系列（陈毓川等,1998），成矿作用是在幔源岩浆注入大陆之后，与陆壳相互作用发生壳幔物质之间的强烈混合交换过程中发生和完成的。

由上面的简要讨论可以看出，对流地幔的热和物质的输入大陆是大陆成矿作用的直接驱动力。

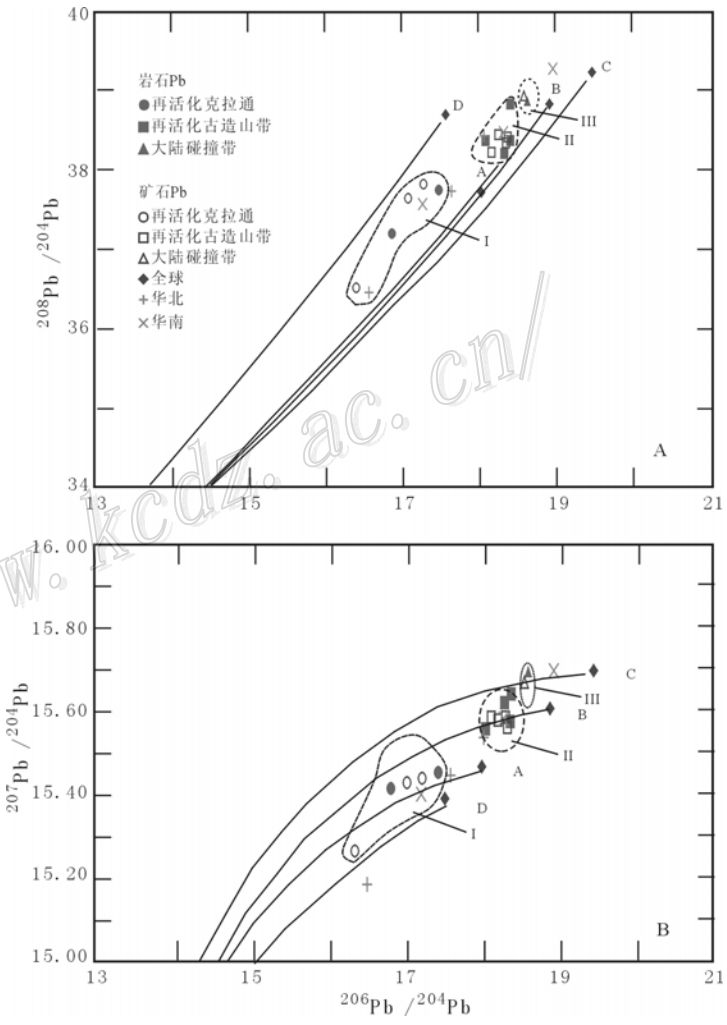

图 5 燕山期火成岩和矿石铅同位素组成（据邓晋福等，1999）

C—上地壳；D—下地壳；A—地幔；B—造山带(据Zartman et al., 1981)。**岩石铅**：华北、中下扬子、东北地区、沿长江地带、江南隆起、东南沿海和南岭。**矿石铅**：燕辽、胶东、河南、内蒙古、铜陵、铜厂、紫金山和南岭。**构造环境**：I-再活化克拉通；II-再活化的古老造山带；III-大陆碰撞带

Fig.5 Lead-isotopic composition of Yanshanian igneous rocks and ores

C－Upper crust; D－Lower crust; A－Mantle; B－Orogenic belt(after Zartman et al., 1981); **Rock lead:** North China，Middle-Lower Yangtze，Northeast area，Yangtze area，Jiangnan uplift，Southeast coastal area and Nanling. **Ore lead:** Yanliao, Jiaodong, Henan, Inner Mongolia, Tongling, Tongchang, Zijinshan and Nanling. **Tectonic environ-ment:** Ⅰ－Re-activated craton; Ⅱ－Re-activated old orogenic belt; Ⅲ－Continental collision zone

3 被扰乱的大陆岩石圈-软流圈系统类型与成矿作用

对流地幔的热和物质向大陆的注入，必使原有的稳态或准平衡状态的大陆岩石圈-软流圈系统受到扰乱，原有的化学-物理-热平衡被打破，转为不平衡，正是这种被扰乱的不平衡系统，使壳幔物质和热的交换成为可能，从而

http://www.kcdz.ac.cn/

诱发新的成矿作用，从这个意义上讲，被扰乱的岩石圈-软流圈系统就成为大陆成矿作用的重要深部环境（邓晋福等,1999）。不同的被扰乱的大陆岩石圈-软流圈系统，产生不同的火成岩组合与不同的成矿作用，大致可以划分为以下 4 个大类型（表 3）。

（1）伸展环境下的岩石圈巨大减薄作用

这是大陆裂谷作用或地幔热柱伴生的岩石圈−软流图系统，陆壳与地幔岩石圈均被强烈地减薄，通过地幔热柱的机制，灼热的对流地幔物质（包括岩浆与流体）注入陆壳，玄武质岩浆大量喷出和在陆壳底部或内部底侵或内侵形成岩浆房。由于岩石圈减薄速率快，常常大于岩石圈被加热的速率，加上在伸展环境下，岩石的渗透性好和脆性发育，岩浆房的散热和冷却快，岩浆房内岩浆分异作用充分，但不利于对岩浆房周边的陆壳岩石的加热，常常不会诱发陆壳岩石的大量局部熔融作用，进而不利于壳幔物质的相互作用与充分交换，往往形成以亲地幔成矿元素为主的成矿作用。实例有西伯利亚诺里斯克 Cu-Ni-PGE 矿床，金川 Cu-Ni 硫化物矿床，攀枝花 V-Ti-Fe 矿床。另外，白云鄂博 REE-Nb-Fe 矿床亦可能属此大类型，中国东部新生代油气聚集亦和这一个时期的裂谷盆地形成有密切的成生联系。

（2）挤压环境下的岩石圈巨大减薄作用

这是造山带背景下的岩石圈-软流圈系统，与第 1 种类型不同的是，一个薄的岩石圈地幔之上是一个加厚的陆壳，软流圈则是交代作用强烈的地幔物质。由于挤压环境的条件，岩石圈物质的封闭性好，渗透性弱，而且以韧性和塑性的流变学状态占优势，导致岩石圈减薄速率等于岩石圈被灼热的软流圈加热的速度，它有利于注入陆壳的地幔岩浆和流体被封闭在壳底和壳内，有利于岩浆房对陆壳的加热、软流圈对岩石圈的加热。由此，常常诱发陆壳岩石的大量熔融作用发生，通过幔源岩浆与壳源岩浆的混合作用，可充分地实现壳幔物质的相互作用和充分交换。安山质岩浆的大量发育是壳幔物质充分交换的重要证据。在这种被扰乱的岩石圈-软流圈系统中将形成以亲地幔和亲陆壳的成矿元素共生在一起的复杂的成矿作用。实例有长江中下游的 Cu-Fe-Au-Ag 矿带，德兴斑岩 Cu-Au-Ag 矿带，大兴安岭 Cu-Ag-Pb-Zn 矿带，燕辽 Mo-Pb-Zn-Cu-Fe-Au 矿带，胶东 Au 矿带，秦岭 Au-Mo 矿带，三江玉龙斑岩 Cu 矿带，科迪勒拉斑岩 Cu 矿带等。

（3）挤压环境下的岩石圈巨大加厚作用

这亦是造山带背景下的岩石圈－软流圈系统，它与第 2 种类型不同的是，岩石圈地幔与陆壳均加厚，加厚作用主要是由于浅部的物质再循环返回深部的过程，因此，总体上增厚的岩石圈是冷的；但是加厚陆壳物质随压力升高的脱水作用和稍后的热松弛或两个陆壳叠置时上叠陆壳的底部对下覆陆壳顶部的加热作用，仍有可能诱发流体和岩浆从陆壳岩石中分出。在这个系统中常常缺乏或不大发育幔源岩浆，而发育富含挥发分的壳源深熔岩浆，以黑云母花岗岩-二云母花岗岩-白云母花岗岩系列为典型产物，因而，主要发育以亲壳源的成矿元素的富集。典型的实例有华南的 W-Sn-Nb-Ta-REE-U-Sb-Hg 成矿带，阿尔泰稀有金属成矿带，东南亚的 W-Sn 成矿带，中欧海西大陆碰撞造山带的 W-Sn 成矿带。

另外，在上述（2）（3）挤压环境造山带外侧的前陆盆地内常有油气、甚至低温金属的汇聚成矿，这是因为前陆盆地的沉积盖层向造山带下插时脱水、脱气形成大规模流体，沿造山带前缘下面的逆冲构造带向上长距离的运移进入前陆盆地内部沉积聚集成矿。

（4）太古克拉通岩石圈根在造陆运动中，地幔深部小的热扰乱

太古克拉通岩石圈根在造陆运动（epeirogeny）中，地幔深部出现一个小的热扰乱（Wyllie，1987；邓晋福等，1996）导致金伯利岩岩浆形成所需要的一个 C-H-O 岩浆-流体系统，携带在岩石圈冷的根带形成的高质量粗大的金刚石进入地壳浅部（Boyd et al.，1986）。华北太古克拉通内金伯利岩和金刚石形成符合这种环境（邓晋福等，1996）。所以强调小的热扰乱是因为（a）小的热扰乱指偏离正常地温的不大的温度升高，是金伯利岩岩浆形成所要求的，（b）如果较大的热扰乱，即偏离正常地温过大，岩石圈减薄大，就会形成玄武质岩浆，原在根带的金刚石会很快的转变为石墨或 CO_2（邓晋福等，1996）。

需要指出，自然界的演化常常是复杂的，可能出现 4 个大类型之间的过渡类型，或先后的叠置关系。

由上所述，正常的岩石圈-软流圈系统的大灾变变为成矿域尺度的“成矿大爆发”提供重要环境。

表 3 某些大陆火成岩组合与相关的大陆成矿作用

Table 3 Some igneous assemblages and related continental metallogenic processes

岩石圈/软流圈系统（LAS）	地幔热柱		岩石圈减薄，但有山根				岩石圈增厚		克拉通根
火成岩组合	溢流玄武岩	辉长岩	辉长岩-闪长岩	闪长岩-花岗闪长岩	花岗闪长岩-花岗岩	流纹岩-英安岩	黑云母、白云母、二云母花岗岩	脱水流体	金伯利岩
矿床组合	Cu-Ni-PGE	Fe-Ti-V	Fe	Cu-Mo	Au-Ag	Pb-Zn	W-Sn	Hg-Sb	金刚石
源区	下地幔	上地幔	上地幔	下地壳镁铁质	下地壳长英质	上地壳长英质	再循环泥质岩	再循环前陆盆地沉积岩	岩石圈-软流圈交界

注：火成岩为按SiO_2含量为标准的简单分类。

4 大陆成矿的基本过程

根据上述讨论可知，大陆成矿是在一个被扰动的非正常状态的岩石圈-软流图动力学系统中进行的，基本过程可概括如下：①岩石圈的巨大减薄或增厚作用，为对流地幔向大陆的输入提供条件，从软流圈（或对流地幔）中分出的灼热的新生物质，和由它诱发的陆壳物质的被加热和再活化，萃取壳幔中有用元素，最终导致岩浆-流体-成矿系统的形成；②岩浆-流体-成矿系统沿岩石圈尺度不连续向上运移，随着该系统的演化，岩浆定位于与岩石圈尺度不连续有成因联系的断裂系统中，并对周围地壳加热，同时萃取周边岩石中的有用成矿元素进入多个子系统；③随演化，这个被扰乱的系统在它的后期或末期，逐渐趋于平衡和稳定，整个系统逐渐冷却，岩浆大部分固结，岩浆中将放出大量含矿流体，这时被加热的地壳也将放出大量脱水流体，加上深部软流圈和岩浆房冷却放出的大量流体，以及可能加入进来的被加热的大气降水，它们一起汇入了这个巨大的流体成矿系统中，可能成为最好的成矿流体系统，在某些特定的构造部位汇聚成矿；④对于一个有多次对流地幔注入的构造单元来说，成矿作用取决于最后一次的最强烈的岩浆-构造事件，例如华北地区的大型-超大型金矿大多分布在太古花岗岩-绿岩带分布区，但成矿时间主要为燕山期，被称为广义的花岗岩-绿岩带型金矿，因为燕山期花岗岩主要是古老变质岩部分熔融的产物（沈保丰等，2000）。

参 考 文 献

陈毓川，裴荣富，宋天瑞，等. 1998. 中国矿床成矿系列初论[M]. 北京：地质出版社.

邓晋福，赵崇贺. 1996. 华北地台的构造格局及其与金伯利岩的关系[A]. 见：池际尚，路凤香，主编. 华北地台的金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征[C]. 北京：科学出版社. 7~15.

邓晋福，莫宣学，赵海玲，等. 1999. 中国岩石圈—软流圈系统大灾害与成矿环境[J]，矿床地质，18(4)：309~315.

沈保丰，陆松年，杨春亮，等. 2000. 矿床密集区预测的理论与方法（以华北地台为例）[[M]. 北京：地质出版社.

张理刚等. 1995. 东亚岩石圈块体地质——上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学[M]. 北京：科学出版社.

Bergantz G W. 1989. underplating and partial melting: Implication for melt generation and extraction[J]. Science, 245: 1093~1095.

Boyd F R and Gurney J J. 1986. Diamonds and the African lithosphere[J]. Science, 232: 471~477.

Condie K C. 1982. Plate tectonics and crustal evolution[M]. New York: Pergamon. 1~310.

Ringwood A.E. 1975. Composition and petrology of the Earth’ s mantle[M]. New York: McGraw-Hill.

Shen B, Lu S, Yang C et al., 2000. The forecasting theory and method of the metallogenic focus-area[M]. Beijing: Geol. Pub. House(in Chinese).

Wyllie P J. 1973. Experimental petrology and global tectonics-a review[J]. Tectonophys, 17: 189~209.

Wyllie P J. 1977. Crustal anatexis: an Experimental review[J]. Tectonophys., 43: 41~71.

Wyllie P J. 1987. Transfer of subcratonic carbon into Kimberlites and rare earth carbonatites[J]. Geochem., Soc. Spe. Pub. 1: 107~119.

Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. Tectonophys, 75: 135~162.

Input of Material and Heat from Convective Mantle into Continent and Continental Metallogenesis

Deng Jinfu[1], Qiu Ruizhao[2], Xiao Qinghui[3], Wu Zongxu[4], Zhou Su[1], Peng Cong[5], Zhao Guochun[1], Su Shangguo[1] and Liu Cui[1]

(1 Key Laboratory of Lithospheric Tectonics, Deep-level Process and Exploration, Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Information Center of Ministry of Land and Resources, Beijing 1000812, China; 4 Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing 100029, China; 5 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

This paper deals with the input of heat and materials from the convectional mantle into the continent as a direct driving force for the continental metallogensis. With the North China Yanshanian orogenic belt as an example, it is held that the involved convectional mantle might reach the depth of 670 km interface. A disturbed lithosphere/asthenosphere system is believed to be the major deep setting. Four types of disturbed lithosphere/asthenosphere systems are suggested: (1) large lithosphere thinning in an extensional setting, (2) large lithosphere thinning in a compressional setting, (3) large lithosphere thickening in a compressional setting, and (4) small thermal disturbance of the Archean cratonic lithosphere-root. The basic process of continental metallogensis is also discussed.

Key words: convective mantle, lithosphere/asthenosphere system, continental metallogenesis

http://www.kcdz.ac.cn/