

文章编号:0258-7106 (2004) 02-0131-11

金属成矿省等级体制成矿^{*}

裴荣富 李进文 梅燕雄

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 基于成矿“时间维”造就“空间维”的活动论新思维,提出了金属成矿省等级体制成矿概念,即成矿构造背景“成矿构造聚敛场”、金属成矿“相”和“床”4个成矿等级在1个金属成矿省内的成矿作用,及其随着地质历史演化进程,通过在一定地质时期的一定地质事件,促使4个不同等级的成矿组成以一定规律发生耦合。不耦合者不成矿,一般耦合仅成一般规模矿床,最佳耦合导致巨量金属堆积,形成特大型矿床。文章以华北板块北缘及其北侧金属成矿省为例,通过成矿等级体制的有序耦合、耦合程度及其巨量金属堆积机制的研究,发现巨量金属的堆积是在一定的地质历史时期内,由一定的地质事件激发常规成矿作用发生异常“引潮共振”的结果。

关键词 地质学 金属成矿省 等级体制成矿 巨量金属堆积 异常成矿作用

中图分类号: P611.1

文献标识码: A

成矿研究虽然可以上溯到几个世纪以前,然而只是自上世纪初美国地质学家 Lindgren (1907) 提出了金属成矿省 (metallogenetic province) 和法国地质学家 de Launay (1913) 提出了成矿学 (metallurgy) 的概念以及众多地质学家 (Bateman, 1955; 谢家荣, 1989; Bilibin, 1968; 郭文魁, 1987; Guild, 1971; 裴荣富, 1997; 2001a; 裴荣富等, 1990; 1994; 1998; 翟裕生, 2002) 相继进行了广泛而深入的研究,才促进了其快速发展。近一个世纪以来,对其研究的内涵和研究方法也逐渐发生了变化,特别是第 28、29 届国际地质大会将“成矿作用地质历史演化”和“金属成矿省演化”作为专题讨论,以及在第 30 届国际地质大会上提出“演化成矿学”(evolutionary metallogeny, Hutchinson, 1992)、成矿“时间维”造就“空间维”(Pei, 1996) 和“成矿演化是一切成矿因素的函数”(Amstutz, 1996) 等动态成矿的新论点,使传统的在一定地质构造背景基础上,根据不同类型矿床的时空分布标定成矿区带的固定论研究,发展为随地质历史演化,各自异向的成矿因素得以耦合而形成成矿构造聚敛(场)(metallotect convergence “site”)的活动论成矿新思维。各自异向的成矿因素包括宏观的成矿构造背景、中观的成矿构造聚敛场和微观的成矿相(成矿流体卸载的物理化学相)和最后淀积的

矿床样式,即“景”、“场”、“相”、“床”4个成矿等级。据此,笔者提出了等级体制成矿(hierarchy systematic metallogeny of a metallogenetic province) (裴荣富, 1997; 2001a; 裴荣富等, 1994; 1998; 1999a; 1999b; Pei, 1996) 的概念,本文将讨论它们在统一的成矿框架(成矿省)内,是以什么样的体(机)制在成矿演化过程中得以最佳耦合而成矿的,即以动态演化思维探讨各自异向成矿因素耦合成矿机制。

1 等级体制成矿的概念及研究意义

在全球或一定范围内的一些特殊地质构造部位,明显地集中着某些金属组合,这些部位称金属省(metalloprovince)或地球化学省(geochemical province),其中,通过一定的成矿作用形成了某些类型的矿床和一定构造背景内的成矿系列组合(metallogenetic series associations)。任何不同区域和不同构造背景的金属成矿省,在其成矿历史演化过程中都具有同一内部组成及不同层次的成矿演化,即均需经过宏观-中观-微观的成矿进程。在这一进程中,首先开始的是在宏观成矿地质构造背景中的成矿场地准备(ground preparation),其次是在背景中出现的有利控矿因素的控矿场(中观),再次是在场中发生

* 本文得到国土资源部专项研究计划(20010103)资助

第一作者简介 裴荣富,男,1924年生,中国工程院院士,长期从事成矿学和矿产勘查地质学研究。e-mail peirf@sohu.com

收稿日期 2004-01-05;改回日期 2004-02-19。李岩编辑。

有利制约成矿的物理、化学成矿相,以及在一定相中堆积一定样式的矿床(微观),此即金属成矿省的成矿构造背景(tectonic setting)、成矿构造聚敛场(metallo-tect convergence)、金属成矿相(metallogenetic phases)和矿床(ore deposits),简称为“景”、“场”、“相”、“床”,由此构成了金属成矿省的成矿等级体制。成矿作用是随着地质历史演化,通过这 4 个不同等级的成矿组成(metallogenetic components)以一定规律发生耦合进行的。

成矿学等级体制成矿研究与岩石学按成岩演化序次进行的单元-超单元-岩基,以及地层学按沉积旋回进行有序次的大、中、亚和小层的等级体制研究是类似的。然而,金属成矿省成矿是按其内部组成,即“景”、“场”、“相”、“床”4 个从宏观到微观的动态成矿的不同层次等级进行研究的,不完全等同于以往按不同尺度划分固定的成矿省、成矿区带、矿田和矿床进行各自独立研究的方法。成矿学等级体制研究主要强调从金属成矿省成矿地质演化历史进程来认识 4 个等级有机耦合的成矿演化规律。据此,不仅可以成矿统一框架的整体提高区域的乃至全球的成矿对比,发展成矿学理论,而且还可以按等级体制的不同层次及其随成矿历史演化进程的耦合程度,有序地合理进行矿产资源评价和矿产勘查。

2 等级体制成矿概述

等级体制成矿实际上反映了金属成矿省成矿的宏观背景和微观的成矿组成在不同层次上有机结合的成矿规律。这和笔者在《中国矿床模式》(裴荣富, 1995a)一书中将中国划分的 91 个矿床类型模式建立在 5 大成矿构造域、28 个成矿堆积环境中,使成矿模式既见成矿环境之“林”,又见具体矿床模式之“木”类似。等级体制成矿也同样反映了金属成矿省大环境之“林”和内部不同组成具体成矿之“木”。以下将主要以华北地台北缘及其北侧的金属成矿省为例,概述等级体制成矿。

2.1 成矿构造背景(景)

成矿构造背景是宏观的可能成矿环境和成矿场地准备(包括地球化学场),是 4 个等级体制成矿的第一序次。通常认为,有利的成矿构造背景为两个地质构造单元交接的边缘带及其地球物理和地球化学显示的各项参数急变带,尤其引人注目的是,超大型矿床多产于此类环境中。但是,这些带的分布范

围广袤,一般均达数百到数千平方千米。为此,深入研究不同构造单元的交汇样式、相互作用强度和彼此的影响范围,特别是结合矿化传导不连续性(transitional discontinuity)(出露地表的矿化是不连续的或是间断的,而矿化的地质因素具有连续的传导性),进一步从成矿背景中提取有利成矿堆积的环境就显得尤为重要。矿化传导不连续性可以反映区域矿化的频率,而矿化频率及其形式是对认识一般构造背景中可能出现成矿堆积环境的深化。

华北地台北缘及其北侧金属成矿省包括华北克拉通北部及其北侧兴蒙-吉黑褶皱系的南部,南起邯郸-济南一线,北至西乌珠穆沁旗-牡丹江以北,西到贺兰山东侧,东达绥芬河-珲春以东国境线,东西长 2 400 km,南北宽 800 km。该区具有 38 亿年以上复杂的地质构造演化历史,是前寒武纪华北地台、古亚洲与滨西太平洋 3 个全球性构造域的叠加复合地带,发生过多次强烈的地壳运动,形成了多种类型的造山带及多期不同的构造格局,是中国从前寒武纪到中-新生代重大构造发展的关键地区。由于 3 大全球性构造域的叠加,本区地质构造演化经历了太古宙-古元古代克拉通基底形成、古生代碰撞造山、中生代陆缘-陆内造山及新生代盆-岭构造作用 4 个主要阶段。其成矿构造背景(图 1)可以划分为:

(1) 前寒武纪华北地台北缘构造域

该成矿域与兴蒙-吉黑造山带毗邻,属古陆缘部分,东西长约 900 km,南北宽约 250 km,总面积约 230 000 km²,是一个展布广袤的大型有利成矿构造背景区。据全球构造演化特征,应属离散型被动古陆缘(翟裕生, 2002)。该古陆缘的形成与演化经历了太古宙-古元古代克拉通基底阶段。太古宙为由高级变质的麻粒岩-片麻岩区所组成的小型分散古陆核与其间或其内部的花岗绿岩带相互对立统一的发展演化时期,形成了阴山、太行山、冀东等麻粒岩-片麻岩区和阴山东五分子、五台山与燕山等花岗绿岩带,也形成了 3 条巨大的纬向陆缘裂陷-深断裂带,其长期性和多幕式活动对岩浆活动与矿化具有重要的控制作用。中元古代拗拉槽和裂谷发育阶段,致使地台北缘构造渐趋薄弱,并因强烈拉张而形成白云鄂博、渣尔泰、燕山、泛河等拗拉槽。新元古代-古生代为克拉通盖层沉积和造山断裂带活动阶段,主要在克拉通盖层中形成隆起和拗陷带,如燕辽凹陷、辽吉隆起等。围绕这些隆起和凹陷带发育地壳断裂,并多与上述太古宙、古-中元古代断裂带

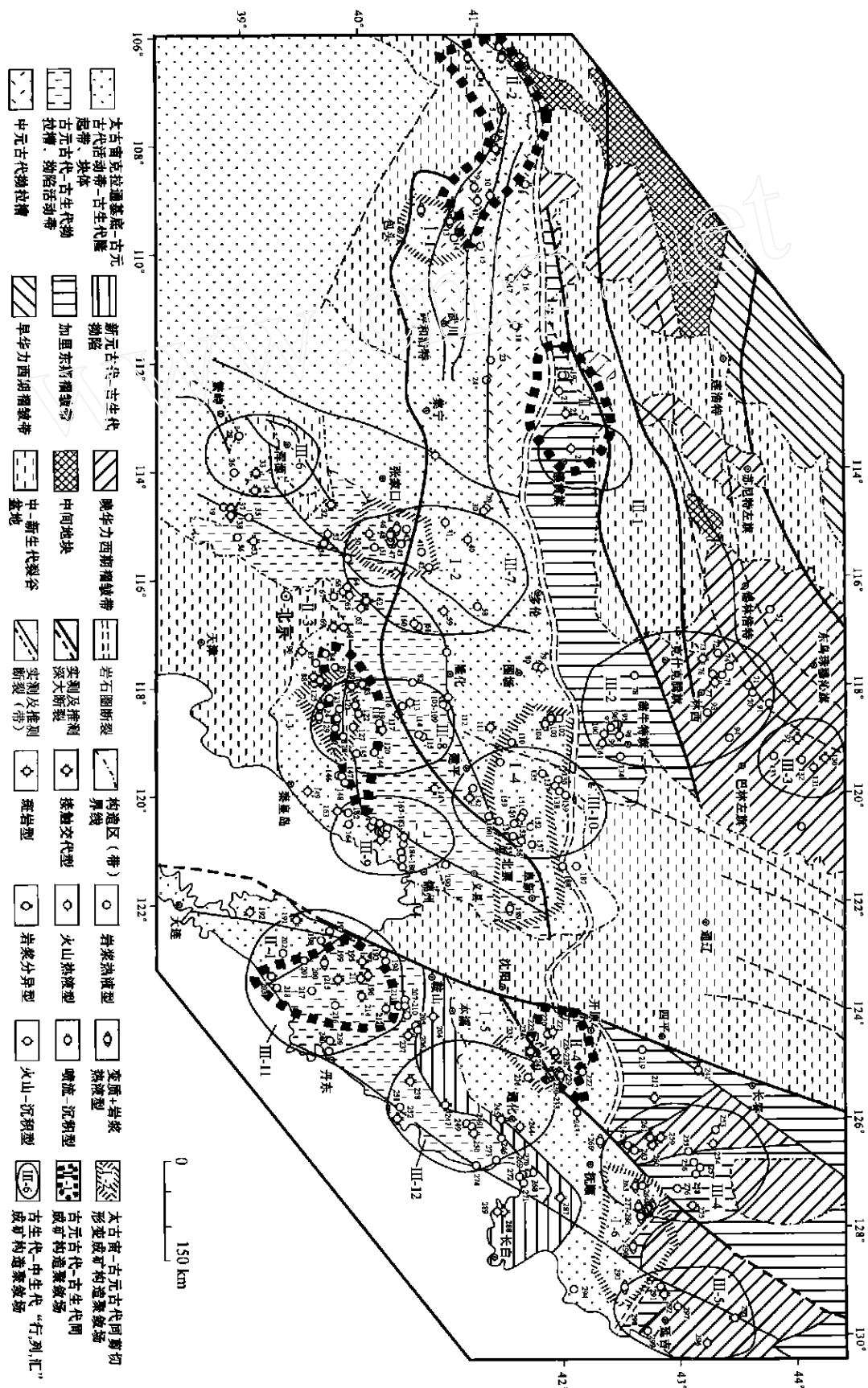


图 1 华北地台北缘及其北侧成矿地质构造背景及成矿构造聚敛场分布图

叠置、复合和沟通。

(2) 古生代古亚洲兴蒙-吉黑造山带构造成矿域
该构造成矿域属古生代。华北与西伯利亚两地块间的古亚洲洋壳,由于双向消减、俯冲、碰撞造山,最终于晚泥盆世-早石炭世封闭,组成古亚洲造山带东部的古亚洲洋缘向华北地台叠接消减的部分,东西长约 1 000 km,南北宽约 300 km,总面积约为 300 000 km²,具有与华北地台北缘互为地动力作用的有利成矿构造区。该构造成矿域的形成与演化主要经历了古亚洲洋造山和克拉通盖层沉积两阶段。

在华北地台边缘,以固阳-武川-张家口-承德-阜新断裂带为界,划分出两个二级构造单元。南部为发育多个拗陷中心和一些北东向、东西向的水下隆起区的陆内稳定拗陷沉积区;北部为因长期隆起遭受剥蚀而缺乏古生代沉积盖层的基底岩系广泛出露的内蒙古地轴带。阴山地区的剪切糜棱岩带属华力西晚期(277~285 Ma)受北部造山作用影响较大的活动陆缘带,也包括由于古亚洲洋壳与前寒武纪地块的相互应力作用而在其陆缘形成的包头-尚义-平泉-义县-通化古生代构造活化岩浆带。

造山阶段的兴蒙造山带包括温都尔庙旗-翁牛特旗加里东褶皱带、东乌珠穆沁旗早华力西褶皱带、苏尼特左旗-西乌珠穆沁旗晚华力西褶皱带以及将晚华力西褶皱带分隔为二的爱力格庙-锡林浩特零星散布的前古生代微陆块组成的中间地块。吉黑褶皱带包括放牛沟-辽源和夹皮沟-茂山两条加里东褶皱带及吉中、延边两个晚华力西-印支褶皱带等。各造山褶皱带的前褶皱、同褶皱和褶皱后的演化为形成不同矿床提供了不同构造的成矿场地准备。

(3) 中生代滨西太平洋构造成矿域

该构造成矿域属印支期至燕山期,其南北长约 3 700 km,东西宽约 1 150 km,总面积约 4 255 000 km²。华北地台北缘及其北侧造山带在海西期发生大范围的陆内-陆缘活化,主要表现为裂谷盆地和构造-岩浆带。华北地块北缘的活化带主要有鄂尔多斯、下辽河裂谷盆地和燕山-阴山、辽东-吉南构造-岩浆带;兴蒙褶皱带内有二连-海拉尔裂谷盆地和大兴安岭构造-岩浆带。该构造成矿域陆缘-陆内活化作用的特点与造山机制不完全等同于传统的板缘俯冲造山带与陆间碰撞造山带,而是由于库拉-太平洋板块向华北板块及其北侧发生的强烈俯冲作用,形成了北东-北北东向的“向洋构造-岩浆成矿分带”,而且还引发了陆内深部壳幔不同步运动,出现大规模的

构造-岩浆-成矿作用,笔者称之为与中生代陆内(板内)造山作用(崔盛芹等,2000;2002)有关的陆缘-陆内成矿。

新生代时期,华北地块北缘进入了以伸展体制为主的盆-岭构造演化阶段,形成了现今的大型山系与大型盆地相间分布的盆-岭构造格局。

2.2 成矿构造聚敛(场)

上述成矿构造背景仅反映了成矿的宏观地质构造环境和成矿的场地准备。只有在有利背景的某些地区出现成矿的构造条件,即形成等级体制成矿的第二序次——成矿构造聚敛(场),才有进一步成矿的可能。成矿构造(metalloctect)一词是指地质、地球物理和地球化学(包括物源)的综合控矿因素的集成(Laffitte et al., 1965)。成矿构造聚敛(场)研究是探讨综合控矿因素在地质历史演化的动态过程中,在某一定点达到有机汇聚的综合控矿效果,其中成矿聚敛因素的形成及其蕴育成矿的构造动力机制,是探讨成矿构造聚敛(场)在成矿场地准备基础上形成成矿“温床”的关键。

然而,成矿构造聚敛(场)是在广袤分布的第一序次的成矿构造背景场地准备基础上,发生在一定地域的地质、地球化学和地球物理等有利控矿因素的综合汇聚,不是简单的空间场所。而且,它在构造成矿背景上综合汇聚的几率是不大的,太古宙为 3.5%、元古宙为 6.6%、古-中生代只有 2.8%(表 1)。因而,研究其与成矿构造背景的耦合度将是成矿远景区评价的基础。

从成矿“时间维”造就“空间维”的地质历史演化的动态成矿思维出发,华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿构造聚敛(场)可以分为 3 类:太古宙-古元古代同剪切形变成矿构造聚敛(场),主要包括不同步褶皱同剪切形变控矿和共轭同剪切形变控矿两种类型;古元古代-古生代同成矿构造聚敛场,指同成矿生长断裂、同成矿不同步褶皱和同成矿角砾岩 3 种控矿因素在时间上和空间上的最佳异常耦合;古生代-中生代“行-列-汇”构造-岩浆成矿构造聚敛(场),是前寒武纪地块、古亚洲造山带和滨西太平洋构造带 3 个全球性构造区、带的叠加(图 1)。

根据上述划分的 3 类成矿构造聚敛(场),结合包括了 299 个矿床的矿床成矿系列,以及根据笔者在《中国矿床模式》一书(裴荣富,1995a)中,以成矿构造背景-成矿环境-岩石组合为依据提出的矿床分类和 3 大构造成矿域的 20 个成矿堆积环境,按“时

表 1 华北地台北缘及其北侧成矿构造聚敛(场、区)一览表
Table 1 Metatectonic convergence (sites) in the northern rim and on the northern side of North China Platform

成矿构造聚敛场和聚敛区	产出构造背景	规模 /km ²	产出几 率/%	矿种	矿床成因类型	矿床规模	矿床 远景	实例
I 太古宙-古元古代同剪切形变成矿构造聚敛(场)								
I-1 包(头)-乌(拉山)区	太古宙克拉通基底阶段边缘裂隙槽及山前超壳大断裂南缘(西段)花岗岩-绿岩带	3250	1.5	Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	哈德门沟
I-2 宣(化)-赤(城)区	太古宙克拉通基底阶段边缘裂隙槽及山前超壳大断裂南缘(中段)花岗岩-绿岩带	5400	2	Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	小营盘
I-3 金(厂峪)-马(兰峪)区	同上(中段)花岗岩-绿岩带	3250	1.5	Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	金厂峪
I-4 排(山楼)-金(厂沟梁)区	同上(东段)花岗岩-绿岩带	12500	6	Au	变质+岩浆热液	中小	大	排山楼
I-5 撤(山)-红(透山)区	同上(东段)花岗岩-绿岩带	2800	1.3	Cu, Au	变火山沉积(块状硫化物)	中小	不明	红透山
I-6 桦(甸)-夹(皮沟)区	同上(东段)花岗岩-绿岩带	7500	3.5	Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	夹皮沟
II 古元古代-古生代同成矿构造聚敛(场)								
II-1 青(城子)-北(瓦沟)区	克拉通底古元古代延-吉活动带	6750	4	Pb, Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	中小-大	大	青城子
II-2 东(升庙)-甲(生盘)区	拗拉槽前设中元古代盖尔泰白云鄂博拗拉槽	11250	6.6	S, Cu, Pb, Zn	碳酸盐岩容矿和碳酸岩容矿喷流沉积	大-超大	大	东升庙、白云鄂博
II-3 高(板河)-军(屯)区	中元古代燕山拗拉槽	8000	4.7	S, Mo, Au, Pb, Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	中小	大	高板河-军屯
II-4 泛河区	中-晚元古代泛河拗拉槽	4500	2.6	Pb, Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	中小	大	关门山
II-5 白(乃庙)-别(鲁乌图)区	古生代克拉通盖层阶段兴蒙褶皱系叠接俯冲带	6250	3.7	Cu, Au, Fe, Mo	海相火山沉积块状硫化物	中小-大	大	白乃庙-别鲁乌图
III 古生代-中生代“行、列、汇”成矿构造聚敛(场)								
III-1 白(乃庙)-哈(达庙)区	同上,古生代-中生代构造岩浆带	1900	0.4	Au	斑岩型	小	小	白乃庙北矿-哈达庙
III-2 黄(岗)-东(三拉)区	同上,古生代-中生代构造岩浆带	96000	2.4	Sn	砂卡岩型	中	大	黄岗
III-3 白(音诺)-浩(布高)区	同上,古生代-中生代构造岩浆带	1962	0.49	Pb, Zn	砂卡岩型	大	大	白音诺、浩布高
III-4 二(道林子)-大(黑山)区	古生代克拉通盖层阶段吉黑褶皱系古生代-中生代构造岩浆带	90000	2.3	Cu, As, Mo	岩浆热液	大	大	二道林子、二道甸子、大黑山
III-5 大(宝山)-五(星山)区	同上,古生代-中生代构造岩浆带	11000	2.7	Pb, Zn, Ag, Au	岩浆热液	小	中	大宝山、五星山
III-6 义(兴寨)-小(青沟)区	陆内构造化阶段燕山-阴山中生代构造岩浆带	7850	1.9	Au, Ag, Zn, Cu, Mn	岩浆热液	小	大	义兴寨、小青沟
III-7 贾(家营)-撤(岱沟门)区	同上,中生代构造岩浆带	96000	2.4	Mo	岩浆热液	中	大	贾家营、撤岱沟门
III-8 小(寺沟)-峪(耳崖)区	同上,中生代构造岩浆带	11304	2.8	Mo, Au	斑岩型	小	中	小寺沟、峪耳崖
III-10 八(家子)-杨(家杖子)区	陆缘构造化带辽东-吉南中生代构造岩浆带	11304	2.8	Pb, Zn, Mo	砂卡岩型	小	大	八家子、杨家杖子
III-9 肖(家营)-二(道沟)区	同上,中生代构造岩浆带	1962	0.49	Mo, Au	岩浆热液	小	中	肖家营、二道沟
III-11 华(铜)-岫(岩)区	同上,中生代构造岩浆带	9600	2.4	Cu, Pb, Zn	岩浆热液	不明	小	华铜、岫岩
III-12 宣(化)-赤(城)-包(头)-乌(拉山)区	华北地块陆缘包尚-平义通古生代构造岩浆带	9600	2.4	Au	碱性岩浆热液	大	大	东坪、后沟、哈德门沟

注:产出几率=聚敛(区)规模/构造背景面积×100,该列中带下划线的黑体数字为各相应时代控制大矿(到超大矿)聚敛区的最大产出几率。

间维”造就“空间维”的地质历史演化成矿思维,将华北地台北缘及其北侧的金属成矿省划分为 23 个成矿构造聚敛场,其中太古宙-古元古代为 6 个、古元古代-古生代 5 个、古生代-中生代 12 个,并列出了其产出的构造背景、规模、产出几率等(图 1,表 1),为区域成矿远景的评价奠定了科学基础(裴荣富,2001a)。

2.3 金属成矿相

在有利的成矿构造背景和与之耦合的成矿构造聚敛(场)条件下,成矿的物理化学条件对金属物质的淀积显然是至关重要的,只有成矿流体达到一定的金属成矿相时,才有可能成矿。金属成矿相是等级体制成矿的第三序次。对在一定成矿构造背景和成矿构造聚敛场耦合部位的成矿物理化学条件的研究,是深化认识金属成矿机理的主要研究内容,尤应重视在控矿构造动力机制左右下的成矿化学动力学(chemical kinetics)的实验研究。在成矿作用实验研究中,应注重对在非平衡态演化过程中出现金属淀积的相对平衡相条件的物化参数的研究。例如 Anderson(1997)在研究热动力学与硫化物溶解度的实验工作中,提出在 80 °C, pH 0.3 时方铅矿与热液相平衡,但是这样极酸性的流体是很难存在的,只有当流体与碳酸盐岩发生接触消耗了氢离子,使 pH 值接近中性时才出现方铅矿与液相平衡从而淀积成矿。这仅是成矿温度、金属离子浓度和流体酸碱度在成矿过程中化学动力成矿参数的演化,其他还有氧逸度、盐度、压力和温度等多种物、化参数的化学动力学研究。又如张荣华等(2001)在研究地球深部流体的实验工作中,发现高温、高压 NaCl-H₂O 流体在经减压降温后,通过临界态进入低于临界态的热液状态,流体在这一跨越临界态的转变过程中造成了大多数成矿元素的沉淀。自然界里的许多矿石是在开放流动体系和在非平衡的化学动力学过程中形成的。并提出新的水热系统溶液性质矿床分类,划分出典型稀溶液型(盐度 < 3%)、超临界和低于临界态卤水型(盐度为 3%~8%)以及超浓卤水型(盐度 > 50%)。反映了一定的温度、压力、流体浓度等化学动力学参数促成一定类型的矿床、矿相的形成。通过金属成矿相的研究,可充分认识在成矿构造聚敛场中是否达到金属可能淀积的层次,其研究结果可作为确定成矿靶区及其勘查评价的依据。

将华北地台北缘辽西-冀北地区 9 个与构造岩

浆热液成矿有关矿床的盐度、温度、压力等参数投绘于成矿相图中(图 2),可以看出八家子铅锌银砂卡岩型矿床、茅山和三家子岩浆热液金矿脉以及金厂峪岩浆热液叠加金矿脉的成矿温度都处于临界温度左右,成矿流体盐度仅为 6.2%~8.5%,均未达到长江中下游的岩浆热液矿床和玉龙斑岩铜矿的成矿温度和流体盐度值(毛景文等,2004;唐仁鲤等,1995)。据此,可以认为,辽西-冀北地区的上述 9 个矿床即使具备有利成矿背景和控矿场,也不可能形成像长江中下游和玉龙那样的大-特大型矿床,这是从等级体制成矿相评价本区构造-岩浆热液矿床的重要环节。当然,在华北地台北缘及其北侧金属成矿省的“景”、“场”、“相”统一成矿框架中,如能进一步应用大型-超大型矿床的相对储量丰度(RAOR)与成矿时限(FTI)的相关关系(裴荣富等,2002),并发现异常成矿热事件,本区仍具有发现超巨量金属堆积的可能。

2.4 矿床

矿床是在宏观的构造背“景”与各种控矿因素的构造聚敛“场”耦合的条件下,在某一具体构造空间有利的金属成矿“相”中形成的。成矿物质于不同的地质、构造以及物理化学环境中堆积,所形成的矿床自然具有与其所处环境和成矿物质本身相适应的成矿组构及空间配置规律,包括组成矿床最基本单元的矿物共生组合、蚀变分带,矿床结构、构造的垂向、侧向变化和成矿期次等,由此构成了矿床的结构-构造,如赣南钨矿床的“五层楼”结构、九瑞地区铜金矿“三位一体”结构、铜陵矿集区的垂直分带结构和美国科罗拉多 Climax 和 Henderson 世界级钼矿床上、下部矿体的扣钟式套叠结构等。矿床结构、构造研究是深化认识矿床可能变化性的主要内容,其研究程度是对已形成矿床勘查评价的可靠性和可行性研究的依据。

华北地台北缘及其北侧在前述成矿地质构造背“景”之上,主要在同剪切形变、同沉积和构造-岩浆“行、列、汇”3 种类型的成矿构造聚敛(场)中的适宜金属成矿相条件下,淀积了不同样式的矿床,基本上可以概括为 10 个类型(表 2)(裴荣富,2001a)。这 10 类样式的矿床与其依存产出的成矿构造背景、成矿构造聚敛(场)和金属成矿相是密不可分的。而它们成矿的机制是决定能否形成最佳样式的矿床,特别是能否形成超巨量金属堆积的特大型矿床的关

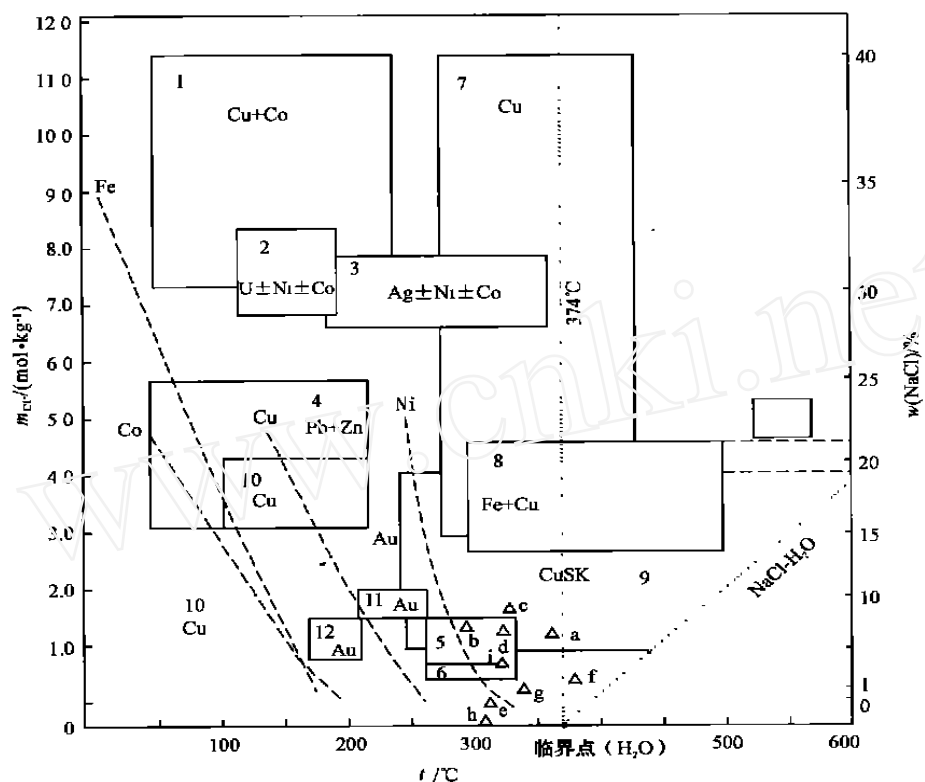


图 2 成矿流体成矿相图(据张荣华等,2001;补充)

1—罗得西亚铜矿带;2—整合型 U(Ni,Co)矿;3—Ni、Co 多金属和 Ag 砷化物矿脉;4—密西西比型铅锌矿床;5—日本黑矿床;6—塞浦路斯型矿床;7—中国玉龙斑岩铜矿床;8—长江中下游火山成因铁铜矿床;9—长江中下游矽卡岩铜矿床;10—滇东北细粒-网脉浸染铜矿床;11—蚀变岩型金矿床;12—黔西南金矿;a—蔡家营铅锌银矿;b—蓝家沟铜矿;c—水泉金矿;d—姑子沟银铅矿;e—峪耳崖金矿;f—八家子铅锌银矿;g—茅山金矿;h—三家金矿;i—金厂峪金矿;CuSk—矽卡岩铜矿。图中点线为临界线;虚线为络合物形式转变线;△为华北地台北缘矿床投影位置

Fig. 2 Metallogenic phase diagram of ore-forming fluids

1—Rhodesian copper ore belt; 2—Conformity type U (Ni, Co) deposit; 3—Ni, Co polymetallic and Ag arsenide ore vein; 4—Mississippi type Pb-Zn deposit; 5—Kuroko deposit of Japan; 6—Cyprus type deposit; 7—Yulong porphyry Cu deposit of China; 8—Volcanogenic Fe-Cu deposits in middle and lower Yangtze valley; 9—skarn Cu deposits in middle and lower Yangtze valley; 10—Fine-grained-stockwork disseminated copper deposits in northeastern Yunnan; 11—Alteration type Au deposit; 12—Au deposits in southwestern Guizhou; a—Caijiaying Pb-Zn-Ag deposit; b—Lanjiaguo Cu deposit; c—Shuiquan Au deposit; d—Guzigou Ag-Pb-Zn deposit; e—Yuerya Au deposit; f—Bajiazzi Pb-Zn-Ag deposit; g—Maoshan Au deposit; h—Sanjia Au deposit; i—Jinchangyu Au deposit; CuSk—Skarn type Cu deposit. Dotted lines are critical lines, dash lines are conversion lines of complex, and triangles signify projection points of ore deposits on the northern margin of North China Platform

键。

3 等级体制成矿与巨量金属堆积

成矿“景”、“场”、“相”、“床”的等级体制在成矿演化过程中是不可分割的整体,4个等级间的有序耦合及其耦合程度是金属堆积甚至巨量金属堆积的根源。根据对大量已知矿床的统计,4个等级不耦合者不成矿,一般耦合仅形成一般规模的矿床,只有最佳耦合或异常耦合才能导致巨量金属堆积形成大型-特大型矿床。因此,4个等级体制的耦合程度以及促

使其达到成矿的最佳或异常耦合的原因和机制已成为当前成矿学研究的重要课题。什么原因和什么机制才能促使其耦合而形成大矿和巨量金属堆积呢?表1中所列的中生代成矿是受EW向成“行”、NE向成“列”和两向交叉成“汇”的网格状构造控制的,这种构造样式是形成中生代构造-岩浆成矿作用的主导。然而,是否“行”、“列”交汇的所有结点部位均可成为成矿构造聚敛(场)呢?笔者研究认为(裴荣富,2001a),这还要取决于结点是否能够出现构造-岩浆作用及其是否具有共(源)岩浆补余分异效应(comagmatic complementary differentiation)(裴荣富,1995b),只有

表 2 华北地台北缘及其北侧代表性结构-构造矿床样式

Table 2 Representative textural-structural ore deposit patterns on the northern margin of North China Platform and its northern side

成矿构造聚敛场及矿床样式	矿床实例	矿种	成因类型
同剪切形成矿构造聚敛场			
不同步剪切同成矿近水平产出的金-石英大脉式	小营盘	Au	变质+岩浆
复式剪切变形的共轭金-石英脉式	金厂峪	Au	变质+岩浆
同沉积成矿构造聚敛场			
同生长断裂成矿齐头状厚大似层状式	东升庙	S、Cu、Pb、Zn	Sedex 型
同沉积成矿白云岩容矿传导不连续层状式	高板河	S、Mo、Au、Pb、Zn	Sedex 型
同沉积成矿碳酸盐岩容矿似层状式	关门山	Pb、Zn	MVT 型
同沉积成矿云母片岩和条带大理岩组合容矿的复杂形态式	青城子	Pb、Zn	Sedex 型
“行-列-汇”成矿构造聚敛场			
产于碱性杂岩体中的含金石英复脉-蚀变岩式	东坪	Au	岩浆热液型
产于岩体接触带砂卡岩和斑岩体岩钟部位似层状-细脉浸染状式	杨家杖子	Mo	砂卡岩型
产于岩体接触带砂卡岩和远离接触带地层中透镜状-层状式	八家子	Pb、Zn、Ag	砂卡岩型
产于变火山沉积岩系中的绿泥石-绢云母-银多金属复脉带式	蔡家营子	Pb、Zn	岩浆热液型

共源岩浆补余分异与“行-列-汇”构造样式的耦合,才可能构成成矿聚敛(场)。该金属成矿省“行-列-汇”构造虽比较发育,但形成聚敛的几率只有 2.8%,更未出现巨量金属堆积,原因是可能尚未发现深部地震波垂向低速带以及深部构造作用的有利成矿过程。另外,含矿流体能否按地下水偏流理论,沿“行”、“列”相交汇的钝角方向偏流而形成涡流等有利控矿因素也是形成成矿聚敛的重要条件(裴荣富等,2001a;2001b)。

总之,“景”、“场”、“相”、“床”4 个成矿等级体制达到耦合的几率是非常小的。探讨什么机制促成其达到耦合或最佳耦合形成巨量金属堆积是研究的关键。根据笔者的初步研究,特大型矿床是常规成矿作用发生异常的产物。因而,从地质历史动态演化的新视角,笔者提出在一定的地质历史时期爆发异常成矿作用而促成巨量金属堆积的设想(裴荣富等,1999c,2002),并称之为激发常规成矿作用发生异常的“引潮共振”(任振球,1998),可能是促发 4 个等级体制达到最佳耦合的重要机制。

较之一般规模的矿床,特大型矿床多产于罕见的异常成矿构造聚敛(场)中。在一定的成矿地质构造背景上,常规成矿作用发生突变,使成矿流体在开放体系中的非平衡物化条件下骤然变为相对平衡,并释放出大量能量,产生有利的成矿化学动力,促使成矿物质巨量堆积。因此,异常成矿构造聚敛(场)的出现是在常规成矿作用下,成矿过程三部曲:源、运、储在统一的时空框架中的完整组合,而且三者缺一不可,如若其中之一发挥不充分也不能形成特大

型矿床。但是,即使是在相似的成矿环境中,三者统一的时空框架内同时出现的几率也是非常小的。所以,使用常规的成矿类比或统计预测是很难奏效的。惟有在成矿地质历史上发生重大地质事件,周期性地爆发成矿作用异常,并与一定的控矿作用发生“引潮共振”,激发常规的源、运、储发生异常耦合,才能促使金属得以急剧地巨量堆积。因此,深化认识并查明成矿省在一定的地质年代出现重大的地质事件,是否激发常规成矿作用发生“引潮共振”的机制,将是发现超巨量金属堆积和特大型矿床的重要研究课题。

根据地球圈层互动地动力及其与宇宙链的演化关系,笔者提出隐生宙曾出现的太古宙氧大气变态(oxyatmaversion,即过氧事件),元古宙-古生代出现的还原大气变态(redoxyatmaversion,即缺氧事件)和中新生代的构造圈热侵蚀(tectonosphere thermal erosion)是引发异常成矿的重大事件(Pei,2001c)。利用等级体制成矿中代表性矿床的成矿时限(FIT)与相对储量丰度(RAOR)的相关关系,可以评估一定时限内的地质事件“引潮共振”导致爆发异常成矿的强度和频率。现试以世界铁矿最重要来源的 BIF 型矿床为例,评估其是如何在一定的地质时限内形成几百亿吨以上铁建造的(图 3)。图 3 中的澳大利亚哈姆斯利克(365 亿吨)、乌克兰克利沃洛戈(290 亿吨)、巴西铁四边型(220 亿吨)和美国苏比利尔湖(160 亿吨)4 个 BIF 型铁矿床都是在 50~300 Ma 的成矿时限内形成的,与储量相对较小的津巴布韦和南非等 BIF 型铁矿(<50 亿吨)长达 1 850 Ma 的形

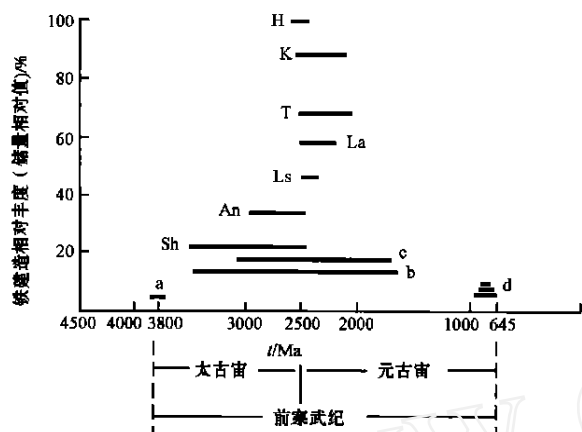


图 3 前寒武纪 BIF 铁建造相对丰度和形成时限略图
(据 Klein, 1997 修改补充)

a—格陵兰; b—津巴布韦; c—南非; d—拉皮坦、乌卡姆、达马拉;
T—铁四角形区; H—哈默斯利克; K—克里沃沃戈; La—拉布
拉多; Ls—苏比利尔湖; Sh—水场; An—鞍山

Fig. 3 Relative abundance and metallogenic timing intervals of
Precambrian banded iron formations(after Klein, 1997)
a—Greenland; b—Zimbabwe; c—South Africa; d—Lapitan, Ukam,
Damla; T—Quadrilatero Fe district; H—Hamersley; K—Krivoyrog;
La—Labrador; Ls—Superior Lake; Sh—Shuichang; An—Anshan

成时限相比较,可以说是在短时限内形成巨量氧化铁矿的,它们显然是受氧大气变态事件激发成矿作用异常而导致超巨量铁金属堆积的。这和近代气象界提出的厄尔尼诺事件激发正常天气发生异常造成暴雨成灾的异常天气是类似的。这种短时限、大储量的评价等级体制耦合的方法可以在矿集区及成矿区(带)中推广应用,既可以为成矿学研究提出新的方法,又可以为成矿远景区或靶区的确定提供理论依据。又如近期对长江中下游铜陵矿集区的研究表明,区内与燕山期岩浆活动有关的铜(金)成矿时限为 27 Ma,但该期铜总量的 83% 是在 $(139.1 \pm 2.7) \sim (137.0 \pm 0.19) \text{ Ma}$ 期间约 2.1 Ma 的时限内急剧堆积的。笔者认为,之所以在如此短的时限内发生巨量铜金属堆积,是由于在扬子板块北部多期叠接-对接造山作用的挤压-伸展转变过程中,深部壳幔不协调运动诱发了构造圈热侵蚀的异常事件,并与正常成矿作用发生“引潮共振”所致(裴荣富等, 2002)。

4 结 语

近 20 年来,国内对金属成矿省的研究积累了大量资料且获得了很多的成果,同时也划定了一批具有中国特色的成矿区(带),为中国的成矿学研究跃居国际领先行列奠定了基础。以野外地质调查研究为基础,“时间维”促进“空间维”成矿活动论为指导的“景”、“场”、“相”、“床”4 个等级体制成矿概念,可以深化对成矿区(带)内部成矿组成在统一的成矿框架内随地质构造演化达到最佳耦合成矿的理性认识。同时,通过应用一定时限内的矿床储量相对丰度方法,对不同等级体制成矿耦合进行研究,可以达到预测矿床靶区的目的。这一学术思想已进入国际地质对比计划研究范围^①,是现代成矿学研究和矿产资源勘查评价理论与方法的新进展。

当前,地学界对岩石圈超巨量金属工业堆积形成特大型矿床的研究与寻找方兴未艾,32 届国际地质大会将“大型-超大型矿床成矿学”列为矿床学 G14-09 的普遍性讨论会。而深化对金属成矿省等级体制成矿的认识,应用新“认知”探索造成巨量金属工业堆积、爆发异常成矿作用的原因及其促成常规成矿作用发生“引潮共振”的机制,将是发现特大型矿床的重要研究方向。

References

- Amstutz G C. 1996. A plea for an integrated metallogeny[A]. In: Abstracts of 30th IGC, Vol. 1 of 3[C]. Beijing.
- Anderson G M. 1997. Thermodynamics and sulfide solubilities[A]. In: Greenwood H J, ed. Application of thermodynamics to petrology and ore deposits[C]. Toronto: Mineralogical Association of Canada.
- Bateman A M. 1955. Economic geology[J]. Econ. Geol., (50th Anniv.): 1.
- Bilibin Y A. 1968. Metallogenic provinces and metallogenic epoches [M]. New York: Queen College Press. 1 ~ 35.
- Cui S Q, Li J R, Sun J S, et al. 2000. Sequences of tectonic movement and regional tectonic framework of north margin of the North China Plate[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 309 ~ 311 (in Chinese with English abstract).
- Cui S Q, Li J R, Wu Z H, et al. 2002. Mesozoic and Cenozoic intracontinental orogenesis of the Yanshan area, China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 63 ~ 80 (in Chinese with English abstract).

① 曾普胜. 2003. 安徽铜陵地区成矿流体的叠加改造与大型-超大型铜金矿床的关系. 中国地质科学院矿产资源研究所. 博士后出站报告.

② Pei R F, Kutina J. 1995 ~ 2000. IGCP-354 "Economic Super Accumulation of Metals in Eithosphere".

- de Launay L. 1913. Traite des metallogenie: gites mineraux et metalliferes, V. 1[M]. Paris. 858(in French).
- Guild P W. 1971. Metallogeny: a key to exploration[J]. Min. Eng., 23: 69~72.
- Guo W K. 1987. Guide to the metallogenic map of endogenic ore deposits of China[M]. Beijing: Cartographic Pub. House. 72 (in Chinese).
- Hutchinson R W. 1992. Some broad processes and effects of evolutionary metallogeny[A]. In: Abstracts of 29th IGC, Vol. 1 of 3[C]. Tokyo.
- Klein C. 1997. Igneous ferment at Hamersley[J]. Nature, 385: 25~26.
- Laffitte P, Permingeat F and Routhie. 1965. Cartographic metallogenie, metalotect et geochimie regionale[J]. Soc. Franc. Miner. Bril., 88: 3~6(in French).
- Lindgren W. 1907. Present tendencies in the study of ore deposits[J]. Econ. Geol., 2: 743~762.
- Mao J W, Holly S, Du A D, et al. 2004. The Re-Os isotope accurate timing of copper (molybdenum) in the Middle and Lower Yangtze area and its indication for metallogenesis[J]. Acta Geologica Sinica, 78(1): 121~131(in Chinese with English abstract).
- Pei R F and Wu L S. 1990. Some problems concerning fundamental researches on the prospecting for supergiant ore deposits in China[J]. Mineral Deposits, 9(3): 287~289 (in Chinese).
- Pei R F and Wu L S. 1994. On the evolution of metallogenetic province and metallogeny[J]. Earth Science Frontiers, 1(3-4): 95~99 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F. 1995a. Mineral deposit models of China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 6~12 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F. 1995b. Comagmatic complementary differentiation and metallogeny[J]. Mineral Deposits, 14(4): 376~379 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F. 1996. On the evolution of metallogenetic province and metallogeny[A]. In: Abstracts of 30th IGC, Vol. 1 of 3[C]. Beijing.
- Pei R F. 1997. On the geological evolution of metallogenetic province and supergiant deposits[J]. Mineral Deposits, 16(2): 169~170 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F, Lu F X, Fan J Z, et al. 1998. Metallogenetic series and exploration of the metal deposits in north margin of the North China massif and its north side[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~237 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F, Xiong Q Y and Mei Y X. 1999a. New advance of ore-forming chronology of metallogenetic province—a case study of north margin of North China Plateform[J]. Earth Science Frontiers, 6(2): 325~334 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F and Xiong Q Y. 1999b. Hierarchy systematic metallogeny of a metallogenetic province and assessment of mineral exploration[A]. In: Chen Y C, ed. Modern theories and methods on exploration and assessment of mineral resources[C]. Beijing: Seismological Press. 134~142 (in Chinese).
- Pei R F, Qiu X P, Yin B C, et al. 1999c. The explosive anomaly of ore-forming processes and super accumulation of metals[J]. Mineral Deposits, 18(4): 333~340 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F. 2001a. Geological assessment of mineral resources potential for hard-identified concealed large and rich ore deposits[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 17~71 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F, Ye J H, Mei Y X, et al. 2001b. Discussion of some issues of exceptional large ore deposits[J]. Geology in China, 28(7): 9~15, 21 (in Chinese with English abstract).
- Pei R F 2001c. Deep tectonic process and super-accumulation of metals [A]. Proceedings of the international symposium on DMPA [C]. Laboratory of Quantitative Prediction of LMLR.
- Pei R F and Mei Y X. 2002. Study on anomalous ore-forming process [J]. Mineral Deposits, 21(Supp.): 48~51 (in Chinese).
- Ren Z Q. 1998. On the strong rainfall is accurately forecasted by granitoid tide resonance[A]. Proceedings of annual meeting of the 50th anniversary of China scientific technology[C]. 3~5.
- Tang R L and Luo H S. 1995. The geology of Yulong porphyry copper (molybdenum) ore belt, Xizang (Tibet) [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 213~239(in Chinese).
- Xie J R. 1989. Mineral deposits of China[M]. Beijing: Academic Pub. House. 92(in Chinese).
- Zhai Y S. 2002. Metallogenic systems of paleocontinental margin[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 13~17 (in Chinese with English abstract).
- Zhang R H and Hu S M. 2001. The evolution of deep earth fluids and ore genesis[J]. Earth Science Frontiers, 8(4): 297~310 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 崔盛芹, 李锦蓉, 孙家树. 2000. 华北陆块北缘构造运动序列及区域构造格局[M]. 北京:地质出版社. 309~311.
- 崔盛芹, 李锦蓉, 吴珍汉. 2002. 燕山地区中生代陆内造山作用[M]. 北京:地质出版社. 63~80.
- 郭文魁. 1987. 1:4000000 中国内生金属成矿图说明书[M]. 北京:地图出版社. 72.
- 毛景文, Holly Stein, 杜安道, 等. 2004. 长江中下游地区铜金(钼)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示[J]. 地质学报, 78(1): 121~131.
- 裴荣富, 吴良士. 1990. 在我国开展寻找超大型矿床的若干基础问题的讨论[J]. 矿床地质, 9(3): 287~289.
- 裴荣富, 吴良士. 1994. 金属成矿省演化与成矿[J]. 地学前缘, 1(3-4): 95~99.
- 裴荣富. 1995a. 中国矿床模式[M]. 北京:地质出版社. 6~12.
- 裴荣富. 1995b. 共(源)岩浆补余分异作用与成矿[J]. 矿床地质, 14(4): 376~379.
- 裴荣富. 1997. 金属成矿省地质历史演化与特大型矿床[J]. 矿床地质, 16(2): 169~170.
- 裴荣富, 吕凤翔, 范继璋, 等. 1998. 华北地块北缘及其北侧金属矿床成矿系列与勘查[M]. 北京:地质出版社. 1~237.
- 裴荣富, 熊群尧, 梅燕雄. 1999a. 金属成矿省成矿年代学研究的新进展——以华北地台北缘为例[J]. 地学前缘, 6(2): 325~334.
- 裴荣富, 熊群尧. 1999b. 金属成矿省等级体制成矿与矿产勘查评价

- [A]. 见:陈毓川,主编. 当代矿产资源勘查评价的理论与方法 [C]. 北京:地震出版社. 134~142.
- 裴荣富,邱小平,尹冰川,等. 1999c. 成矿作用爆发异常及巨量金属堆积[J]. 矿床地质,18(4):333~340.
- 裴荣富. 2001a. 难识别及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价[M]. 北京:地质出版社. 17~71.
- 裴荣富,叶锦华,梅燕雄,等. 2001b. 特大型矿床研究若干问题探讨[J]. 中国地质,28(7):9~15,21.
- 裴荣富,梅燕雄. 2002. 论异常成矿作用[J]. 矿床地质,21(增刊):48~51.
- 任振球. 1998. 造成长江强降水过程利用“引潮共振”的准确预测 [A]. 中国科学技术 50 周年年会论文集[C]. 3~5.
- 唐仁鲤,罗怀松,等. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京:地质出版社. 213~239.
- 谢家荣. 1989. 中国矿床学[M]. 北京:学术书刊出版社. 92.
- 翟裕生. 2002. 古陆边缘成矿系统[M]. 北京:地质出版社. 13~17.
- 张荣华,胡书敏. 2001. 地球深部流体演化与矿石成因[J]. 地学前缘,8(4):297~310.

Hierarchy Systematic Metallogeny of A Metallogenic Province

Pei Rongfu, Li Jinwen and Mei Yanxiong

(Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

Abstract

Based on the metallogenic mobilistic thought that time-dimension generates space-dimension, the authors put forward the theory of hierarchy systematic metallogeny of a metallogenetic province. It is considered that tectonic setting, metallotect convergence, metallogenic phases and ore deposits consist of the metallogenic hierarchy system of a metallogenetic province and that the formation of ore deposits is based on their catenation conforming with some geological evolution regularities. Hierarchy systematic metallogeny is exemplified mainly by the metallogenetic province of North China Platform and its northern side. The relationship between the catenation degree of the metallogenic hierarchy system and the accumulation of metals or super-accumulation of metals suggests that no catenation of the four classes results in no ore formation, general catenation leads to the formation of small to middle deposits, and best or optimum catenation forms giant ore deposits induced by super-accumulation of metals. It is considered that the super-accumulation of metals is induced by the explosion of exceptional ore-forming process in some epochs of geological history.

Key words: geology, metallogenetic province, hierarchy systematic metallogeny, super-accumulation of metals, exceptional ore-forming process