

不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征*

陈衍景^{1,2} 倪培³ 范宏瑞⁴ F Pirajno^{1,5} 赖勇² 苏文超⁶ 张辉⁶

CHEN YanJing, NI Pei, FAN HongRui, F Pirajno, LAI Yong, SU WenChao and ZHANG Hui

1. 中国科学院广州地球化学研究所 成矿动力学重点实验室, 广州 510640
 2. 北京大学 造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871
 3. 南京大学 壳幔演化与成矿国家重点实验室, 南京 210093
 4. 中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈演化重点实验室, 北京 100029
 5. Geology Survey of West Australia, 100 Plain Street, Perth, WA 6004, Australia
 6. 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002
1. KLMD, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China
 2. Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China
 3. Key Laboratory of Crust-Mantle Evolution and Mineralization, Nanjing University, Nanjing 210093, China
 4. Key Laboratory of Lithosphere Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
 5. Geology Survey of West Australia, 100 Plain Street, Perth, WA 6004, Australia
 6. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2006-12-30 收稿, 2007-06-22 改回.

Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9):2085-2108

Abstract This paper, using gold deposits as example, attempts to setup a scientific linkage between ore geology and fluid inclusions, considering that in previous published works, observations and measurements of the fluid inclusions commonly were not well interpreted. In some cases, geological data did not agree with the results obtained from fluid inclusion studies. In this paper, we first review previous classifications of gold deposits, and then, subdivide gold deposits into five classes, based on the dominant ore-forming processes: 1) intrusion-related hypothermal systems, such as porphyry-systems, breccia-pipes, IOCG and skarns; 2) orogenic- or metamorphic hydrothermal type; 3) epithermal-type, i. e. reworking hydrothermal deposits hosted in continental-facies volcanic-subvolcanic rocks; 4) fine-grain disseminated type (Carlin-type and/or Carlin-style), i. e. reworking hydrothermal deposits hosted sediments; and 5) hydrothermal metalliferous sediments related to submarine venting, such as VMS and SEDEX styles. In this work we select diagnostic geological and fluid-inclusion characteristics of these five classes of ore-systems, and clarify their key differences that can be used as genetic markers. Ore-fluids are classified into three end-members, namely reworking, metamorphic and magmatic fluids. Many ore-systems are known to form as a result of multiple fluids during multi-stage events; and their late-stage of mineralization always being caused by fluids with a high-proportion of reworking of the original ore systems or by renewed fluid flow. Therefore, the features of late-stage fluids, alteration and mineralization cannot be used to identify the origin and genetic type of an ore-system. Instead, we suggest that only the early-stage signatures can be employed to determine the origin and type of an ore-system. Reworking fluids are characterized by low-temperature (<300°C), low-salinity and low-content of CO₂, and sourced from meteoric and/or sea water; metamorphic fluids by moderate-temperature, low-salinity and high-content of CO₂; and magmatic fluids by high-

* 本文受国家 973 项目(2006CB403500)和国家自然科学基金项目(编号为 40425006,40730421)的资助。

第一作者简介: 陈衍景, 男, 1962 年生, 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室研究员, 北京大学地质学系教授, 从事矿床地质研究, E-mail: yjchen@pku.edu.cn; gigyjchen@126.com

temperature, high-salinity and high-content of CO₂. Magmatic hydrothermal ore-systems contain multi-daughter-crystal-bearing and high-salinity, CO₂-rich fluid inclusions; metamorphic ore-systems contain low-salinity, CO₂-rich fluid inclusions; and the reworking hydrothermal ore-systems contain neither daughter-crystal-bearing nor CO₂-rich/bearing fluid inclusions, but are populated by aqueous water-solution fluid inclusions. Finally, we discuss the tectonic settings of the ore-systems of the various classes. For examples, the orogenic-type formed during processes of crustal compression, orogenesis, metamorphism and uplift; submarine metalliferous sediments developed in the setting of rift basins; Paleozoic or earlier epithermal-type ore-systems can be preserved in accretionary orogens. It is suggested that the ore-systems and their fluid inclusions can be used as an ideal probe to trace geodynamic evolution of continents.

Key words Gold ore-system, Fluid inclusion, Ore geology, Probe, Continental dynamics

摘要 为使流体包裹体研究结果得到较好的解释,避免矿床地质描述与流体包裹体研究结果发生矛盾,本文试图以金矿床为例,建立科学而简便易行的矿床地质与包裹体特征之间的链接。为此,本文简单评述了现有金矿床成因分类方案,建议以主导成矿系统发育的地质作用特征划分5种类型:①浆控高温热液型,包括斑岩型、爆破角砾岩型、铁氧化物型、夕卡岩型等岩浆热液型矿床;②造山型,即变质热液型;③浅成低温热液型——陆相火山岩-次火山岩中的改造热液型;④微细粒浸染型(卡林型或类卡林型)——沉积岩容矿的改造热液型;⑤热水沉积型(VMS型和SEDEX型)——水下喷出地表的改造热液型。然后,分别介绍了5类成矿系统的标志性地质和流体包裹体特征,找出了它们之间具有成因标志意义的关键性差异;将成矿流体分为改造、变质和岩浆3个端元性成分,发现多数热液矿床具有多阶段多因复成的特点,晚阶段流体均为改造热液或有大量改造热液注入,因此指出,晚阶段的流体、蚀变和矿化特征不能用于判别矿床成因和类型,只有早阶段的特征才能准确指示矿床成因和类型。改造热液以低温、低盐度、低CO₂含量为特征,主要来自大气降水和/或海水;变质热液以中温、低盐度、高CO₂含量为特征,而岩浆热液则以高温、高盐度、高CO₂含量为特征;岩浆热液矿床发育含多种子晶包裹体和高盐度富CO₂的包裹体,变质热液矿床发育低盐度富CO₂包裹体,改造热液矿床总体缺乏含子晶包裹体和富/含CO₂包裹体,大量发育水溶液包裹体。最后,讨论了各类成矿系统发育的岩石圈构造背景,如造山型矿床形成于地壳挤压造山-变质-隆升过程,热水沉积型矿床形成于地壳拉伸成盆过程,古生代或更早的浅成低温热液型矿床只能保存在增生型造山带等,提出矿床及其包裹体是研究大陆动力学的理想探针。

关键词 金成矿系统; 流体包裹体; 矿床地质; 探针; 大陆动力学

中图分类号 P618.51

1 引言

除砂金和铜镍硫化物矿床中的伴生金以外,所有金矿床都属于热液金矿床。热液金矿床是成矿流体活动的产物,成矿流体活动记录在热液矿物及其流体包裹体中,这使得流体包裹体成为研究流体成矿作用的“化石”或“探针”。流体包裹体研究包括单个包裹体原位观测和群体包裹体分析两种途径,前者如冷热台观测,激光拉曼光谱分析,LA-ICPMS分析等技术;后者如爆裂温度记录,气相和液相色谱或质谱分析,碳、氢等同位素分析等。随着科学技术的进步,单个和群体包裹体测试手段都不断更新(详见卢焕章等,2004),获得的数据和认识日趋准确、可信,且两种途径的结果相互补充,不但促进了流体包裹体地球化学的发展,而且强化了包裹体的“化石”或“探针”功能。目前,“包裹体探针”已成为热液金矿床成矿作用研究中一项不可缺省的重要内容。

然而,由于流体成矿系统的复杂性和人类掌握科学技术知识的局限性,大量包裹体研究资料未能被科学解释和运用,突出地表现在矿床地质与流体包裹体特征之间脱节,甚至出现包裹体研究结果与矿床地质特征描述自相矛盾的现象。例如,多数学者主张祁雨沟金矿为爆破角砾岩型(胡受奚,1988; 谢奕汉等,1991; 邵克忠,1992; 陈衍景和富士谷,1992; 邵世才,1995; 范宏瑞等,2000; 郭东升等,2007),但李

世华等(1998)和张元厚等(2006)分别依据成矿晚阶段包裹体温度低和方解石脉中发现冰长石而将其作为浅成低温热液型。由此可见,在当前大量高精度测试数据快速积累的形势下,正确理解和掌握不同类型金矿床的标志性地质和流体包裹体特征,并将其运用到矿床类型确定、成因分析等实际研究中,已是十分迫切的重要问题和任务。

卢焕章等(2004)曾介绍一些主要类型矿床的流体包裹体特征,Mernagh *et al.* (2007)试图从流体包裹体角度区分造山型(orogenic)和侵入有关的(Intrusion-related)两类金矿,这些工作为矿床流体包裹体地球化学研究提供了重要参考。但是,他们的介绍仍然不够全面和具体,对地质-流体包裹体耦合关系的阐述尚欠薄弱,同行们还无法据此简单地判别矿床成因类型。

鉴于上述,本文以热液金矿床为例,采用比较矿床学研究思路(涂光炽和李朝阳,2006),遴选出不同类型矿床的标志性的地质和流体包裹体特征,建立二者之间的耦合关系,藉此探讨流体成矿系统(翟裕生等,2002)时空变化的规律性和成矿作用分类问题,以期促进“包裹体探针”技术得到更科学而广泛地运用。

2 热液金矿系统的成因分类

任何矿床都是由地质作用形成的产于某种地质环境的

与周围岩石具有成分差异的特殊地质体。成矿过程受构造、岩浆、地层、流体等多种地质因素的制约, 矿床产出形式多种多样, 导致矿床成因分类的思路、依据很难统一(陈衍景和富士谷, 1992), 因而矿床分类方案较多, 各具优点和不足。就金矿床或成矿系统而言, 常见的分类方案如下:

2.1 成矿地质作用分类

朱奉三(1989)曾提出了依据成矿地质作用性质进行金矿分类的方案。基于大量矿床实例研究, 涂光炽(1979, 1986, 1987, 1988)提出了矿床成因分类的“四分法”, 将成矿地质作用分为岩浆、变质、沉积和改造等4类。其中, 改造作用(reworking)概念的提出是对固体地球科学发展的巨大贡献。众所周知, 不同岩石发生变质作用的下限温度变化于200~300℃, 而沉积成岩作用的温度上限为50℃, 在沉积作用与变质作用之间存在50℃~300℃的温度空隙(gap), 而地表至地下10km范围内(设地温梯度为30℃/km)不可避免的发生着50~300℃范围的地质作用和成矿作用, 因此, 涂光炽(1979, 1986)创用改造作用的概念予以概括50~300℃范围的地质和成矿作用, 从而将成矿地质作用分类方案由“三分法”拓展为更完善的“四分法”。尤其重要的是, 大量金属或非金属热液矿床, 绝大多数油气藏、煤藏等, 都主要形成于50~300℃范围或地表以下10km范围内(涂光炽, 2003)。

与成矿作用四分法相呼应, 热液金矿床可分为岩浆热液矿床(含夕卡岩型、斑岩型等)、变质热液矿床、改造热液矿床以及热水沉积矿床, 其中热水沉积矿床包括了SEDEX型(Sedimentary exhalation)、VMS或VHMS型(Volcanogenic or volcanic-hosted massive sulfide)和陆相热泉型矿床。

该分类方案的优点是:(1)分类依据和结果与《普通地质学》、《矿床学》和《岩石学》等教材的编写思路一致, 分类名称, 如“变质”、“岩浆”、“沉积”等, 也与同行们在大学期间所掌握的知识吻合, 因此便于理解和采用;(2)分类突出成矿作用本身的特点, 有利于理解和掌握成矿规律。

该分类方案的缺点是:(1)成矿类型的确定依赖于成矿流体性质的厘定, 但岩浆热液、变质热液、改造热液的氢氧碳等同位素地球化学特征常常差别不大, 或者彼此之间重叠范围较大, Kerrich *et al.* (2000)、Hagemann and Cassidy (2000)甚至认为氢氧同位素不具有区分岩浆热液与变质热液的功能。因此, 矿床类型确定困难, 常常造成多种观点争论不休。(2)绝大多数成矿系统, 特别是超大型矿床, 往往是多因复成矿床(涂光炽, 1979), 它们是多种地质作用联合作用的结果, 或者由多期不同类型成矿作用先后叠加而形成, 这为研究成矿地质作用类型带来困难。例如, 斑岩型矿床多属岩浆热液与大气降水热液联合作用的结果(卢焕章等, 2004; Mernagh *et al.*, 2007), 造山型或脉状中温热液矿床是变质热液与大气降水热液联合作用的结果(武广等, 2007; 李晶等, 2007; 祁进平等, 2007; 张静等, 2007), 不少热水沉积矿床往往遭受后期造山作用或岩浆作用的叠加(Gu *et al.*, 2007; 彭

润民等, 2007)。

2.2 赋矿围岩性质分类

不少学者主张以赋矿围岩的特征进行矿床分类(如Bache, 1987), 以涂光炽(1990, 1994)提出的分类方案最具代表性。根据我国原生金矿的主要特征, 涂光炽(1990, 1994)将我国金矿划分为绿岩带型、变质碎屑岩型、沉积岩型、火山岩型、侵入岩内及内外接触带型。其中, 火山岩型又可进一步划分为陆相火山岩型和海相火山岩型, 陆相火山岩型与文献中常见的浅成低温热液型相当, 海相火山岩型似乎可以包涵VHMS型的伴生金矿; 沉积岩型则可包涵卡林型; 侵入岩内及内外接触带型与文献中常见的侵入有关的(Mernagh *et al.*, 2007)矿床相当; 绿岩带型金矿现常被包括在造山型矿床的范畴内。

该分类方案的优点是:(1)只需依据围岩性质划分矿床类型, 使矿床类型确定工作变得非常简单。(2)避开了因矿床成因不清而导致的矿床类型无法界定的困难或争论。

该分类方案的缺点是:(1)矿床类型本身不能给出较多的矿床地质特征或成因信息, 不利于指导成矿规律研究和地质勘查。例如, 赋存于海相火山岩中的VHMS层状矿床和造山型的脉状金矿具有截然不同的物质组成、地质特征和成因, 却都属于火山岩型。(2)当同一矿体赋存在不同类型的岩石中时, 矿床类型划分变得模棱两可。例如, 胶东地区的个别金矿脉同时赋存在花岗岩和胶东群变质岩中, 河南许窑沟金矿同时赋存在二郎坪群和牧虎顶岩体中, 河南半宽金矿同一矿脉切穿申家窑群绿片岩相变质的火山岩建造和铁铜沟群磨拉石建造(陈衍景和富士谷, 1992)。(3)就同一地层建造而言, 常见正常沉积岩、火山碎屑岩与火山熔岩互层现象, 如河南熊耳群、二郎坪群等(陈衍景和富士谷, 1992)。

2.3 控制矿床定位的地质因素分类

针对前述两种分类的不足, 结合1960~1980年代对层控矿床和1980年代对韧性剪切带型金矿研究的进展, 以及矿床学家对岩浆热液成矿作用长期探索的成果, 陈衍景和富士谷(1992)尝试以控制矿床定位的主要地质因素为主要依据的金矿类型划分。即: 首先依据矿床定位与地层、构造、侵入岩的关系将热液金矿床划分为层状、层控、断控和浆控4个成因系列, 然后依据矿体和矿石地质特征划分类型, 最后依据围岩地质特征划分亚型或样式。

层状系列(Stratiform series): 同生矿床, 由特定岩性层位(热水沉积岩, 如块状硫化物、条带状铁建造、硅华等)控制矿床定位, 并制约矿石地质特征。依据控矿岩性和矿体特征划分类型, 例如, 与海相火山岩有关的VHMS型, 与陆相火山活动有关的热泉型, 以及沉积岩容矿的SEDEX型。

层控系列(stratabound series): 后生矿床, 由特定岩性层位(如碳质层或黑色页岩、条带状铁建造、蒸发盐类地层、不整合等)控制矿床定位, 并制约矿石地质特征。依据控矿层

位岩性和矿体地质特征划分成因类型,如碳质层控型(如银洞坡金矿,张静等,2007;萨瓦亚尔顿金矿,陈华勇等,2007)、不整合层控型(如半宽金矿,陈衍景和富士谷,1992)等。

断控系列(fault-controlled series):矿体定位严格受断裂构造控制,没有断裂就没有矿床,断裂构造特征(含规模和力学性质)和所穿切围岩性质制约矿体和矿石特征。依据矿体和矿石特征划分为石英脉型(如玲珑金矿)、蚀变破碎带型(或构造蚀变岩型,如焦家金矿)、微细粒浸染型(即卡林型-类卡林型)等。

浆控系列(intrusion-related series):岩浆侵入体控制矿床定位和形成,即矿床产于侵入体内或内外接触带,成矿作用由岩浆作用诱发,成矿时间与岩浆岩一致或稍晚,即矿床与侵入体具有同空、同时、同成因关系。依据矿体和矿石特征,矿体与岩体的空间关系,成矿/容矿岩体的特征,可将矿床进一步分为夕卡岩型、斑岩型、爆破角砾岩(筒)型、浅成低温热液型等。

该分类方案的优点:(1)避开了成矿作用分类的困难,使矿床分类简单易行。(2)强化实用性,特别有利于某一特定地质环境的找矿勘查。(3)成矿分类本身带有很强的成因信息,同时避开了多因复成矿床的类型归属不置可否的陷阱。(4)避开了模棱两可或相互包容的概念,如绿岩带型、韧性剪切带型、石英脉型。(5)在充分尊重前人研究成果的基础上,强化了不同成因系列之间、不同类型之间的区别和内在联系,强化了分类方案的系统性和理论性。

该分类方案的缺点:(1)某些矿床的定位同时受多种地质因素的控制,如河南银洞坡金矿、甘肃阳山金矿、新疆萨瓦亚尔顿金矿等,在作为层控矿床的同时,还可以作为断控系列的矿床;(2)就同一系列或类型,如断控系列矿床,其成矿作用可为变质热液、岩浆热液,还可为改造热液(如大气降水热液),无法在类型划分中体现出来。

2.4 大型矿集区或超大型矿床特征分类

为避开前述分类的不足,结合成矿地球动力学背景研究的最新进展,Kerrich *et al.* (2000)提出了以大型金矿省或超大型金矿床为依据的分类方案,具体划分为:(1)会聚板块边缘的造山型金矿床;(2)陆缘和克拉通盆地内的卡林-类

卡林型金矿,即微细粒浸染型;(3)与岛弧有关的低温热液型金-银矿床;(4)大洋岛弧和大陆边缘弧的斑岩型铜-金矿床;(5)非造山或造山后的铁氧化物型铜金矿床(即 IOCG 型, Iron oxide copper-gold deposit),以奥林匹克坝矿床为代表;(6)海相喷流沉积的富金 VHMS 型和 SEDEX 型矿床。

这种分类方案的优点是:(1)不但强调了金矿类型的资源或经济价值,而且强调了各类矿床发育的全球构造背景,可作为金矿勘查战略选区的重要指导;(2)划分的矿床类型具有较强的成因信息,并在一定程度上反映了矿体和矿石地质特征。

分类方案的缺陷是:(1)由于不了解我国长江中下游地区夕卡岩型金矿的资源量(Chen *et al.*, 2007),而忽视了夕卡岩型金矿床的重要性。(2)在强调各类矿床与构造背景关系时,认识和观点具有强烈的片面性。例如,将斑岩型铜金矿床、浅成低温热液型金银矿床与岩浆弧相联系,没有注意到中国和中亚地区的绝大多数同类矿床发育在大陆碰撞造山过程或后碰撞环境;将卡林型-类卡林型金矿作为陆缘或克拉通盆地的产物,与我国“陕甘川”和“滇黔桂”两个世界级卡林-类卡林型金矿省的构造背景不符。

2.5 本文的分类方案

前述表明,各种金矿分类方案均有弊端,很难避免。而且,不同分类方案之间存在很大程度的相互包容、同体异名、异质同名和亦此亦彼(涂光炽,2003)等现象(表1),充分显示了从不同侧面观察同一矿床所得认识不同的特点。因此,简单易行,应是分类宗旨之一。

考虑到有关分类概念在当前文献中使用的广泛程度以及不同类型金矿床流体包裹体的特征相似性和差异,为方便讨论,本文将斑岩型、爆破角砾岩型、夕卡岩型和铁氧化物型并称为“浆控高温热液型(intrusion-related hypothermal type)”成矿系统。也就是说,下面将分5部分讨论金成矿系统的地质和流体包裹体特征,即:(1)造山型或变质热液型,(2)浆控高温热液型,(3)浅成低温热液型,(4)微细粒浸染型(卡林型和类卡林型),(5)热水沉积型(即 VHMS 型和 SEDEX 型)。5类成矿系统的关系显示于表1,成矿背景示意于图1。

表1 各种金矿床分类方案之间的相互关系

Table 1 Relationship between various classifications of gold deposits

	层状系列	层控系列	断控系列	浆控系列
岩浆热液			侵入有关的脉状矿床?	浆控高温热液型
变质热液		层控造山型,如碳质层控型、BIF 层控型等	断控造山型,如蚀变破碎带型、石英脉型	
改造热液	热水沉积型,热泉型	微细粒浸染型	微细粒浸染型	浅成低温热液型

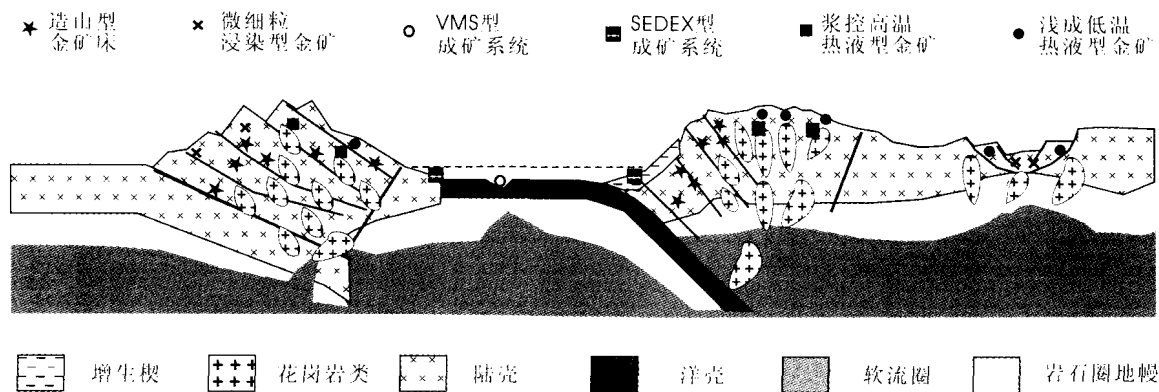


图1 不同类型金矿系统发育的板块构造背景(据陈衍景,2006,略有修改)

Fig.1 Tectonic settings of various types gold systems (silightly modified after Chen, 2006)

3 各类金矿床的标志性地质和流体包裹体特征

3.1 造山型——变质热液成矿系统

造山型金矿系统(oregenic-type gold system)是由变质热液形成的受构造控制的脉状后生金矿床,在时间和空间上与造山作用有关。它包括了过去文献中常见的石英脉型、韧性剪切带型、构造蚀变岩型以及一些网脉状的金矿床(Groves *et al.*, 1998; Kerrich *et al.*, 2000; 陈衍景, 2006)。在超大型金矿床中,已有23个储量>500t的金矿属于此类,是最重要的黄金资源(Bierlein and Groves, 2006)。

3.1.1 标志性地质特征

造山型金矿床的关键地质特征如下(参见陈衍景, 2006):

成矿事件是增生型(accretionary)或碰撞型(collisinal)造山作用的结果。成矿时间同步于或尾随于造山事件,成矿系统发育在造山带内部或受到造山事件影响强烈的地区。就碰撞造山带而言,成矿系统发育在主边界逆冲断裂(MBT, main boundary thrust)与反向边界逆冲断裂(RBT, reverse boundary thrust)之间(陈衍景, 1998; Chen *et al.*, 2005a - b),例如,在秦岭造山带,造山型金矿床分布在龙门山-大巴山断裂(MBT)与三门峡-宝丰断裂(RBT)之间。就增生型造山带而言,成矿系统发育在弧前增生楔或增生地体内,即B型俯冲带与岩浆弧之间(图1)。

矿床定位受构造控制。超岩石圈或超壳断裂、地体边界断裂等区域性断裂控制矿田分布,区域性断裂的二级或更次级的羽状断裂构造控制矿带或矿床的定位,赋矿断裂多为高角度的走滑带、逆掩推覆带,横向断裂和褶皱构造也可控制矿床定位;赋矿断裂的脆性-韧性转变带往往是富矿体发育

的有利地带(李晶等,2004及该文图6)。

矿体呈脉状产出,延深可达数公里,如印度Kolar和澳大利亚Golden Mile金矿;矿化中心发育次生交代石英岩或粗粒石英脉,两侧蚀变分带清楚,垂向蚀变分带不明显,但矿化元素具有垂向分带现象。

蚀变矿化大致可分为3个阶段,分别以发育含黄铁矿的石英脉或次生交代石英岩、多金属硫化物网脉和石英-碳酸盐网脉为特征。早阶段含黄铁矿的石英脉多受构造变形而发育共轭节理或破碎为角砾、团块等,石英颗粒具有波状消光、边缘细粒化等现象;中阶段多金属硫化物组合充填胶结石英脉角砾,或呈定向或共轭(coaxial)网脉(stockwork)充填于石英脉的裂隙系统中;晚阶段石英-碳酸盐网脉具有梳状或晶簇构造。图2显示了上述3阶段矿化特征和组构,并可见于大量报道(陈衍景和富士谷,1992;陈衍景,2006;张静等,2004;陈华勇等,2004;祁进平等,2007;Hagemann and Luders,2003;Chen *et al.*, 2005b,2006),它们确证成矿构造背景由挤压经剪切向伸展演化,或者成矿位置由深层次向浅层次隆升(如,张静等,2004),即成矿伴随于造山过程。

3.1.2 成矿流体特征

前人大量研究表明(Groves *et al.*, 1998; Kerrich *et al.*, 2000; Hagemann and Cassidy, 2000),造山型金矿的流体包裹体主要由3种成分类型,即富CO₂包裹体、含CO₂水溶液包裹体和水溶液包裹体。

(1)富CO₂包裹体。包括纯CO₂包裹体和CO₂相占50 vol%以上的CO₂-H₂O包裹体,前者可由两相或单相CO₂组成,可含部分CH₄或N₂;后者则有两相(L_{CO₂} + L_{H₂O})或三相(所谓的“双眼皮”,V_{CO₂} + L_{CO₂} + L_{H₂O}) (图2F)。此类包裹体的盐度通常<5% NaCl. eq,多见于成矿早阶段和中阶段,晚阶段不发育。

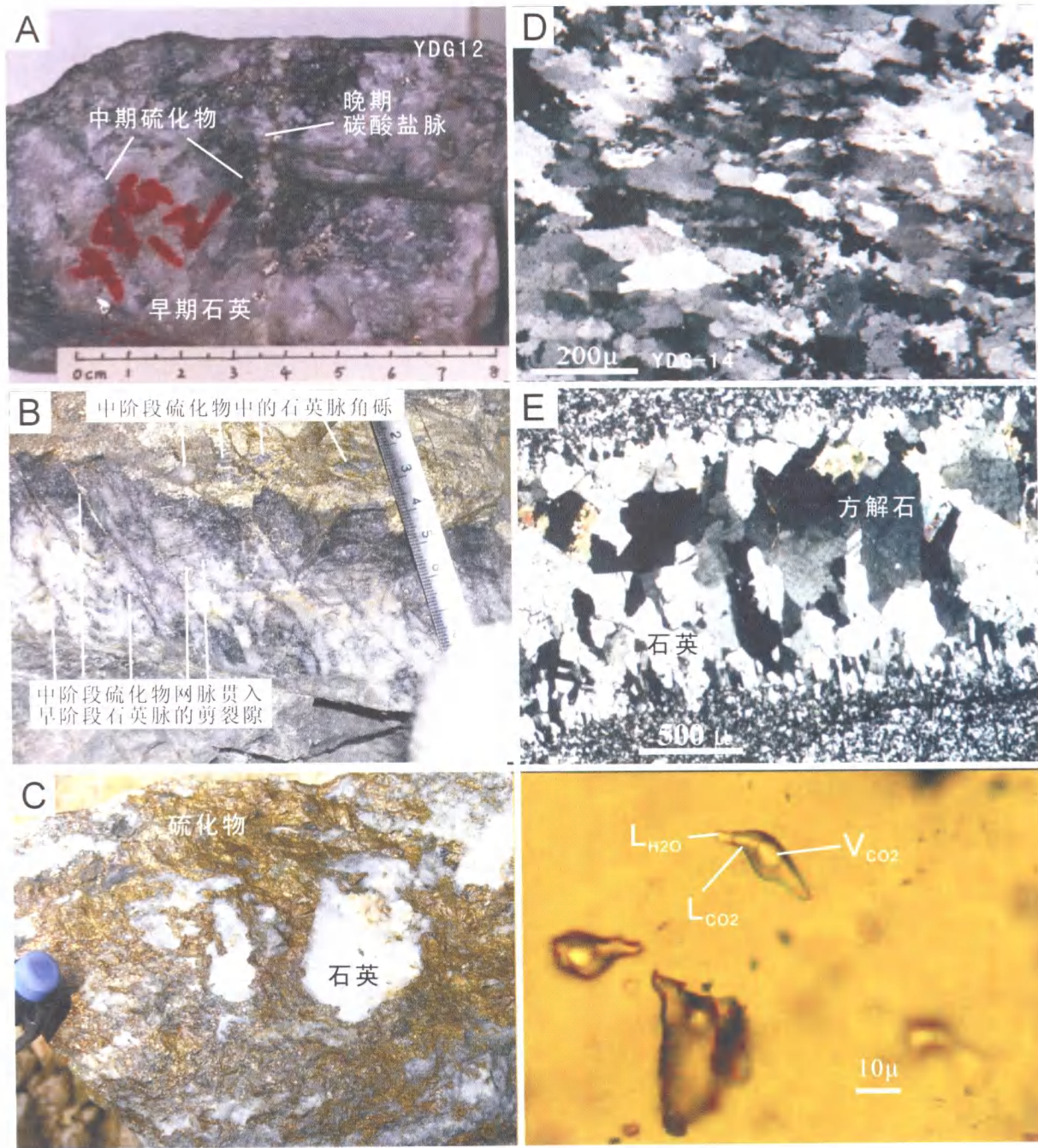


图2 造山型矿床的矿石组构和包裹体照片

A, 角砾化石英脉被硫化物充填, 河南银洞沟银铅锌金矿床; B, 定向排列的硫化物网脉充填石英脉中构造裂隙, 山东玲珑金矿; C, 石英脉角砾被硫化物充填胶结, 陕西铜厂铜金矿床; D, 早阶段石英不均匀消光, 边缘细粒化, 河南银洞沟矿床; E, 梳状构造的晚阶段石英-碳酸盐脉, 河南铁炉坪银铅锌金矿床; F, 富 CO₂ 三相包裹体, 山东玲珑金矿床。

Fig. 2 Ore fabrics and fluid inclusions of orogenic type deposits

(A) deformed and brecciated E-stage quartz-vein infilled by sulfides, Yindonggou Ag-Pb-Zn-Au deposit, Henan; (B) Uniformly display of sulfide stockworks along structural fissures of quartz vein, Linglong gold deposit, Shandong; (C) E-stage quartz-vein breccia infilled and cemented by sulfides, Tongchang Cu-Au deposit, Shaanxi; (D) E-stage quartz crystals with undulose/heterogenous extinction and marginal milling, Yindonggou Ag-Pb-Zn-Au deposit, Henan, showing shearing deformation; (E) L-stage quartz-calcite veinlets with comb or jagged texture filling dilational cracks, Tieluping Ag-Pb-Zn-Au deposit, Henan, showing an extensional tectonic setting; and (F) Three-phase CO₂-rich fluid inclusions, Linglong Au deposit, Shandong.

(2) 含 CO₂ 包裹体。此类包裹体实为 CO₂ < 30vol% 的 CO₂ - H₂O 包裹体, 可有两相 (L_{CO₂} + L_{H₂O}) 或三相 (所谓的“双眼皮”, V_{CO₂} + L_{CO₂} + L_{H₂O}), 气相 CO₂ 中可含有一定比例的 CH₄。包裹体盐度通常 < 10% NaCl. eq, 见于成矿早阶段和中阶段, 晚阶段不发育。

(3) 水溶液包裹体。即单相或气液两相的水溶液, 文献中常表示为 NaCl - H₂O 包裹体。此类包裹体见于成矿晚阶段和中阶段, 盐度变化大, 从 < 3% NaCl. eq 变化到 10% NaCl. eq 以上。

基于上述包裹体发育情况, 造山型金矿系统的成矿流体被认为是低盐度的碳质流体 (carbonic fluid), (CO₂ + CH₄) 含量为 5 ~ 30mol% 或更高, 可见 H₂O - CO₂ 不混溶, 盐度通常低于 10_{wt}% NaCl. eq (Kerrick *et al.*, 2000; Fan *et al.*, 2003; 陈衍景, 2006; Mernagh *et al.*, 2007)。在韧-脆性剪切带内, 流体压力变化于超静岩 (supralithostatic) 与低于静岩 (sublithostatic) 或静水系统之间, 并可能由断层阀模式控制, 温度高于 200℃; 从早到晚, 流体包裹体的捕获温度和压力降低, 从超静岩压力系统变化到静水压力系统 (陈华勇等, 2004; 张静等, 2004; 祁进平等, 2007; 李晶等, 2007), 但成矿流体温度一般低于 500℃ (Kerrick *et al.*, 2000; Mernagh *et al.*, 2007)。流体成分由富含 CO₂ 演变为水溶液, CO₂/H₂O 比值往往在中阶段突然降低, 表明发生了以 CO₂ 逸失为特征的不混容或沸腾现象 (Chen *et al.*, 2001a, 2005b, 2006; Philips and Evans, 2004), 并可使残余流体由低盐度升高至 10 ~ 50% NaCl. eq (Hagemann and Luders, 2003; Mernagh *et al.*, 2007); 通过浅源低温热液注入与混合, 成矿流体从变质热液演化为大气降水热液 (陈衍景, 2006)。

最新研究显示, 部分造山型矿床的流体盐度可以较高, 超过 10% NaCl. eq, 甚至高达 20% NaCl. eq 或更高 (图 3); 个别矿床偶见含 NaCl 子晶的包裹体, 如澳大利亚 Wiluna 矿床 (Hagemann and Luders, 2003)、河南冷水北沟铅锌银矿床 (祁进平等, 2007)。然而, 这些高盐度的包裹体或含子晶的包裹体均出现在矿化中、晚阶段, 由早阶段 CO₂ - H₂O 流体沸腾所致 (Hagemann and Luders, 2003; 陈华勇等, 2004; 祁进平等, 2007)。

3.1.3 鉴别关键和标志

事实上, 造山型金矿的实质是变质热液矿床, 这是理解和鉴别造山型金矿的关键, 因为其它的地质地球化学特征都是由此决定或派生的, 也因此与其他类型的矿床显著区别开来。

(1) 已知区域变质作用与区域性造山作用密不可分, 造山型矿床自然是造山作用的结果, 造山与造山型矿床之间属于因果关系。那么, 造山型成矿系统的发育时间应同步或滞后于造山事件, 而不可能早于造山事件。根据这一点, 可以将造山型矿床与造山前形成的热水沉积型矿床以及非造山环境形成的铁氧化物型矿床区别开来。值得注意的是, 只是根据成矿时间晚于造山事件而否定成矿与造山之间的内在联系, 实际上割裂了“因”与“果”关系, 是逻辑性错误。

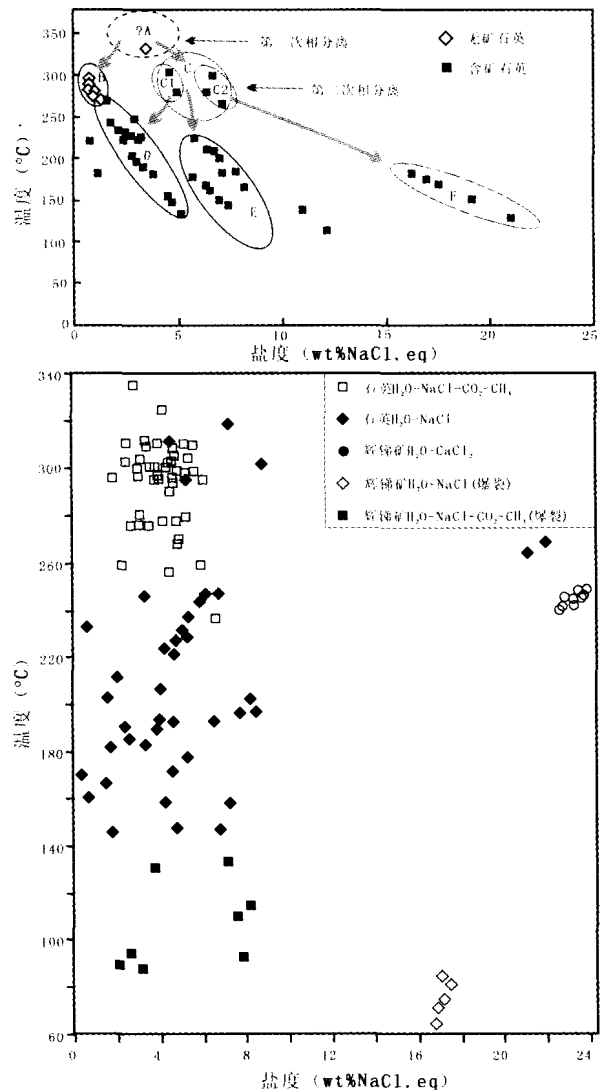


图 3 萨瓦亚尔顿 (上; 陈华勇等, 2004) 和 Wiluna (下; Hagemann and Luders, 2003) 金矿床流体包裹体盐度-温度协变图

Fig. 3 Temperature-salinity plots for the Sawyardun (the upper; from H Y Chen *et al.*, 2004) and the Wiluna (the lower; from Hagemann and Luders, 2003) gold deposits

(2) 造山型矿床的矿石中石英含量高, 以发育次生交代石英岩或石英脉为特征, 且多遭受构造变形而破碎或呈角砾状构造, 发育定向甚至共轭排列的网脉状构造。这类构造不同于浅成低温热液型或浆控高温热液型矿床的角砾状和网脉状构造 (见后), 后者角砾多是岩浆岩或地层, 角砾属水压致裂 (hydrofractured 或 hydrofracture), 无构造变形现象, 石英-硫化物网脉 (stockwork) 杂乱无章, 没有方向性, 更难共轭 (coaxial) 排列。与热水沉积矿床的差别在于后者发育块状、纹层状构造, 即使发育角砾状构造, 其角砾成分决不是石英脉, 且不是构造成因。与微细粒浸染型矿床的区别在于后者以“微细粒”、“浸

染状”为特征,一般不发育连续性较好的石英脉。

(3) 低盐度、富 CO₂ 的流体包裹体是造山型矿床或变质热液矿床区别于其它类型矿床的重要标志(涂光炽, 1986)。已知微细粒浸染型、浅成低温热液型、热水沉积型等改造热液矿床不发育富 CO₂ 流体包裹体(涂光炽, 1986); 虽然浆控高温热液型矿床发育富 CO₂ 流体包裹体,但其盐度较高,甚至出现多类子晶矿物(见后)。

3.2 浆控高温热液型——岩浆热液成矿系统

浆控高温热液型成矿系统的特点是矿体产于岩浆侵入体内部或接触带,成矿流体主要是高温、高盐度的岩浆热液,成矿与岩浆作用有密切的时间、空间和成因联系,没有岩浆侵入作用,就没有这类矿床。这类矿床包括文献中常见的斑岩型、爆破角砾岩型、夕卡岩型和铁氧化物型(IOCG 型)。为强调成矿与岩浆侵入作用密不可分的内在联系,而不单是与侵入岩(可形成于成矿前、成矿期和成矿后)的空间关系,我们使用浆控高温热液型(Intrusion-related hypothermal type)的概念;为与浅成低温热液型(Epithermal)区分,我们特别使用高温热液(Hypothermal)的概念。

就一个浆控高温热液型成矿系统而言,可以只形成这些类型中的一种,也可同时形成其中 2~4 种类型。前者如澳大利亚的奥林匹克坝铁氧化物型矿床(Olympic Dam, 矿石储量约 2×10^9 t, 铜品位 1.6%, 金品位 0.6×10^{-6} ; Kerrich *et al.*

al., 2000)、祁雨沟爆破角砾岩型金矿(郭东生等, 2007)、印度尼西亚的 Grasberg 斑岩铜金矿床(铜 21.6×10^6 t, 品位 1.1%; 金 2246t, 品位 1.28×10^{-6} ; 卢焕章等, 2004)和美国的 Fortitude 夕卡岩型金矿床(金 71.379t, 品位 6.9×10^{-6} ; 银 254.4t, 品位 24.7×10^{-6} ; 铜 8240t, 品位 0.1%; Meinert, 1989)等; 后者如河南银家沟矿床,侵入体内部是斑岩型钼矿体,顶部发育爆破角砾岩型钼金矿体,接触带发育夕卡岩型金-硫铁矿矿体,外接触带发育脉状 Pb-Zn-Ag-Mn 矿体(陈衍景和富士谷, 1992; Chen *et al.*, 2007)。

值得说明,目前关于铁氧化物型矿床的地质特征、形成地质条件、构造环境等尚无统一认识(Barton and Johnson, 1996),但矿石中石英含量低、铁氧化物含量高、成矿温度高、成矿流体盐度高、成矿元素复杂(Fe-Cu-Au ± REE ± U ± P)的特点是共识的。据 Kerrich *et al.* (2000),这类矿床的储量规模往往较大,如澳大利亚的 Ernest Henry(矿石量 1.67×10^9 t, 含铜 1.1%, 含金 0.5×10^{-6})、智利的 Candelaria(矿石量 326×10^6 t, 含铜 1.06%, 含金 0.26×10^{-6})和我国的白云鄂博。但是,我国此类矿床的实例报道较少,原因在于大家还没有充分认识到该类矿床的特征和重要价值。我们认为,赣南河草坑铀矿田、内蒙的哈达门沟金矿(李强之等, 2003)、山东七宝山金矿和长江中下游地区的部分矿床可能属于此类。

3.2.1 标志性地质特征

浆控高温热液型成矿系统的关键地质特征(表 2)如下:

表 2 浆控高温热液型成矿系统之不同矿床类型的关键地质特征

Table 2 Distinctive characteristics of different mineralization styles of intrusion-controlled hypothermal ore-system

	斑岩型	爆破角砾岩型	铁氧化物型	夕卡岩型
围岩性质	硅酸盐矿物组成的岩石为主	硅酸盐矿物组成的岩石为主	含蒸发岩的碳酸盐-细碎屑岩	碳酸盐类矿物组成的岩石为主
成矿岩体岩性	斑岩	爆破角砾岩	碱性侵入体	中酸性侵入岩
成矿岩体结构	典型的斑状结构	角砾、集块构造	不定	斑状-等粒状
矿石结构	不规则网脉浸染状、(角砾状)	不规则网脉浸染状、角砾状	不规则网脉浸染状、角砾状	块状、条带状、不规则网脉状等
被网脉包罗的岩石或角砾成分	内部为斑岩,边缘为围岩	斑岩、围岩和异源的角砾混杂	内部为岩体,边缘为围岩	夕卡岩为主体
矿石或赋金矿物	硫化物	硫化物	铁氧化物,硫化物	硫化物
构造环境	多种,岩浆弧、碰撞带、断裂岩浆带为主	多种,岩浆弧、碰撞带、断裂岩浆带为主	板内裂谷带、断裂岩浆带等非造山环境	多种,碰撞带、岩浆弧、断裂岩浆带为主
识别标志	斑状结构和网脉浸染状构造	角砾状构造和复杂的角砾成分	含金的铁氧化物被硫化物交代	特征性的夕卡岩矿物组合
实例	Grasberg	祁雨沟、店房	奥林匹克坝	银家沟
文献	Kerrich <i>et al.</i> , 2000; 卢焕章等, 2004	陈衍景和富士谷 1992	Hitzman <i>et al.</i> , 1992; Barton and Johnson, 1996	陈衍景和富士谷, 1992; Chen <i>et al.</i> , 2007

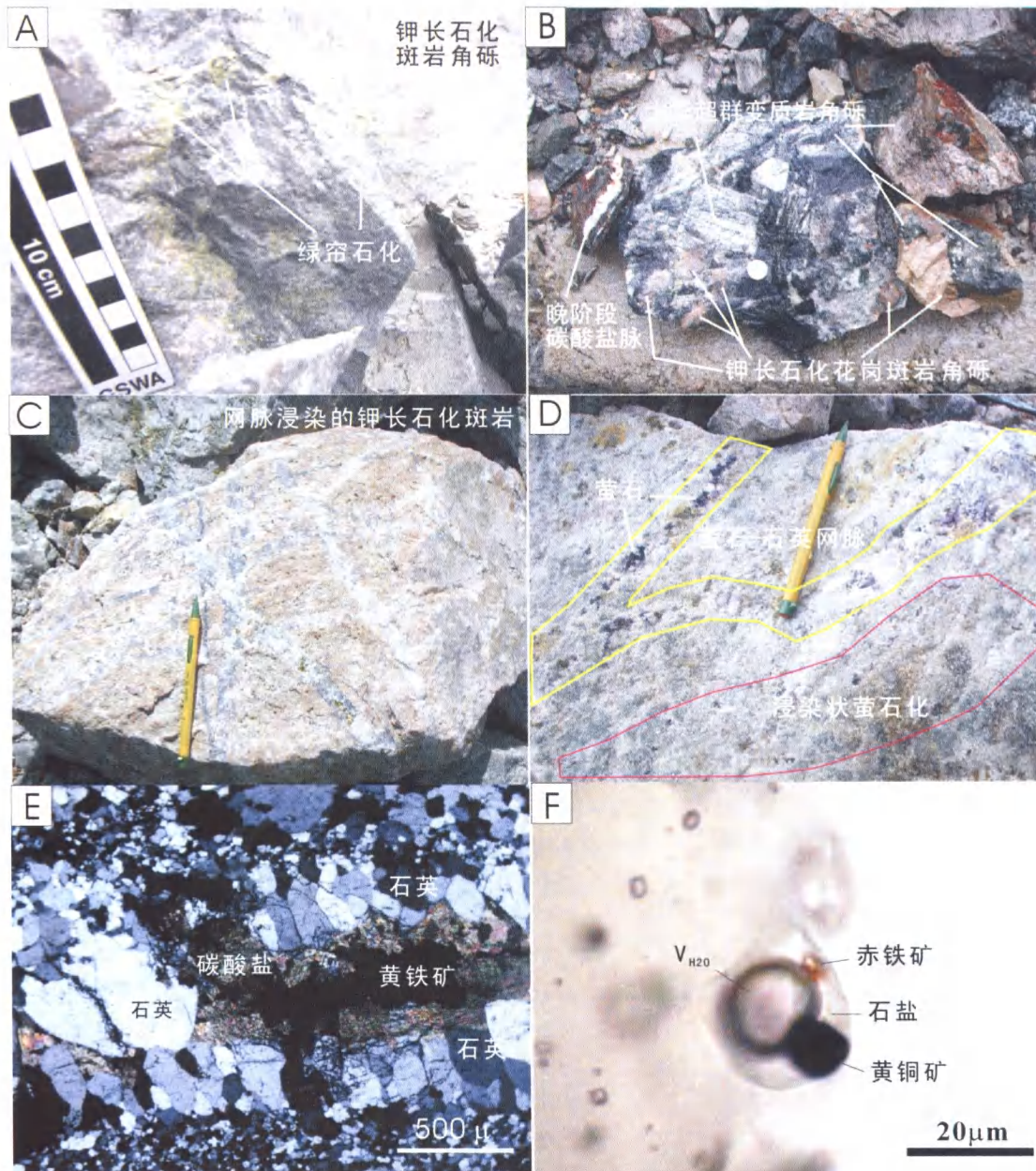


图4 浆控高温热液型成矿系统的矿石组构、围岩蚀变和包裹体

(A) 斑岩和熊耳群安山岩角砾的钾长石化和绿帘石化, 河南祁雨沟金矿; (B) 多种成分的角砾和钾长石化、碳酸盐化, 河南祁雨沟; (C) 斑岩矿床的浸染状网脉构造, 陕西金堆城; (D) 萤石化, 陕西金堆城; (E) 具对称性梳状构造的网脉, 内蒙乌努格土山; (F) 多子晶包裹体, 内蒙乌努格土山。

Fig.4 Fabrics, alterations and fluid inclusions of intrusion-controlled hypothermal deposits

(A) K-feldspathized and epidotized breccias composed of porphyry and andesite of the Xiong'er Group, Qiyugou gold deposit, Henan; (B) late-stage carbonate veinlet and multi-lithologic breccias with K-feldspathization, Qiyugou, Henan; (C) disseminated stockworks of porphyry deposit, Jinduicheng, Shaanxi; (D) fluorite alteration, Jinduicheng, Shaanxi; (E) stockwork with symmetric comb texture, Wunugetushan, Inner Mongolia; (F) multi-crystal-bearing fluid inclusion, Wunugetushan, Inner Mongolia.

(1) 矿床产于浅侵位中酸性岩体的内部和/或接触带, 岩体多偏碱性且蚀变强烈, 矿体形态多样, 延深较浅(一般不超过5km)(Kerrick *et al.*, 2000), 个别矿体呈脉状产在侵入体附近的围岩裂隙或断裂构造中(Mernagh *et al.*, 2007)。成矿

系统主要发育在岩浆弧、碰撞造山带、陆内走滑带/断裂岩浆带, 个别发育在裂谷背景或非造山环境。

(2) 浆控高温热液型成矿系统的突出特征是发育角砾状、网脉浸染状构造(图4); 角砾和网脉大小不均、形态多

样、无定向排列趋势。其中,网脉多沿裂隙充填(Open-space filling),常发育由脉壁向中心生长的对称性梳状构造和晶簇、晶洞构造,与造山型成矿系统的沿构造裂隙定向排列的多金属硫化物网脉迥然不同。就角砾而言,斑岩型矿床的角砾成分主要是具有斑状结构的斑岩,成分在很大范围内一致;爆破角砾岩型矿床的角砾成分复杂,有斑岩、围岩地层等,例如,在祁雨沟金矿2号角砾岩筒中可见大量的太华超群变质岩角砾和熊耳群安山岩角砾(图4);铁氧化物型矿床除具有斑岩型矿床的组构特征外,另一特点是含有大量铁氧化物,这些铁氧化物由热液作用形成,而不是表生氧化作用形成。夕卡岩型矿床的特点已为共识,其独特的定位空间、矿物成分和围岩蚀变组合(Chen *et al.*, 2007)显著不同于其它类型矿床,夕卡岩型矿床的硫化物含量可以很高,甚至形成块状硫化物矿石。

(3) 围岩蚀变以侵入体为中心,由内向外、由下向上蚀变分带明显,由高温蚀变组合(钾长石化、钠长石化、黑云母化等)降为低温蚀变组合,由面型渗透蚀变变为线型贯入蚀变,由碱交代变为酸淋滤蚀变(参见胡受奚, 2002; Khashgerel *et al.*, 2006),具体表现是:中心为钾硅酸盐化,外围为泥化和青磐岩化,在侵入体边缘、断裂带和岩帽(lithocap)附近出现较强的绢英岩化和高级泥化。在时间上,早阶段为钾硅酸盐化,中阶段为绢英岩化和多金属硫化物化,晚阶段为泥化、青磐岩化、碳酸盐化;早阶段成矿流体氧化性强,中阶段为还原性,晚阶段为氧逸度较高的大气降水热液。

(4) 夕卡岩型矿床的成矿岩体具有上述围岩蚀变特征之外,以接触带发育夕卡岩而独具特色,从早到晚,夕卡岩型矿床的围岩蚀变可分5个阶段或3个阶段。5阶段划分方案是:①干夕卡岩阶段,以形成石榴子石、透辉石、粒硅镁石等不含羟基的矿物为代表;②湿夕卡岩阶段,以发育阳起石、透闪石、蛇纹石、绿泥石等为标志;③氧化物阶段,以发育磁铁矿、镜铁矿等为代表;④硫化物阶段,发育多种硫化物;⑤石英-碳酸盐阶段,以网脉形式发育,较弱。3阶段划分方案(陈衍景和富士谷, 1992; Lu *et al.*, 2007)是:①夕卡岩阶段,包括5阶段划分方案的前3个阶段,总体发生在氧化性较强的条件下;②硫化物阶段,总体发生在还原性条件下;③石英-碳酸盐阶段,主要由大气降水热液所致。可见,3阶段划分方案与其它浆控高温热液型成矿系统的蚀变阶段划分和成矿流体系统的演化规律更为贴近,也与成矿岩体本身的蚀变作用演化和阶段划分一致。

3.2.2 成矿流体性质

研究表明,浆控高温热液成矿系统的流体包裹体组合极为复杂(Baker, 2002; Ulrich and Heinrich, 2002; Ulrich *et al.*, 1999, 2002; Mernagh *et al.*, 2007; 范宏瑞等, 2000; 李诺等, 2007; 李光明等, 2007),至少可见 CO_2 - H_2O 包裹体(此处包括富 CO_2 包裹体)、水溶液包裹体以及它们含有多种子矿物和盐类子矿物的包裹体。

(1) CO_2 - H_2O 包裹体。这类包裹体常以两相或三相形

式存在于早、中阶段矿物中,晚阶段矿物中基本不发育,均一温度多高于 300°C ,甚至在 600°C 以上仍不均一,盐度变化范围较大, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 变化也较大,常与含子矿物的包裹体共生(Baker, 2002)。

(2) 水溶液包裹体。气液比变化大,均一温度和盐度变化范围均较大,不同成矿阶段的矿物均有发育,但成矿晚阶段矿物的包裹体全部属于该类型,而且均一温度基本低于 250°C ,盐度低于10% NaCl. eq。

(3) 含多类子晶的包裹体。包裹体中含有多个不同种类的子晶,常见子晶矿物有盐类(钠盐、钾盐、石膏、碳酸盐)、硫化物(黄铜矿等)、氧化物(赤铁矿、磁铁矿)等(图4F)。根据流体相成分可将该类包裹体分为含多类子晶的 CO_2 - H_2O 包裹体和含多类子晶的水溶液包裹体两种亚类。此类包裹体系浆控高温热液型成矿系统所特有,而且普遍发育,主要见于热液成矿过程的早、中阶段,均一温度多高于 250°C ,盐度可高达75% NaCl. eq以上。特别值得注意的是,斑岩之石英斑晶中的该类包裹体均一温度高达 650°C 以上,甚至 $>650^\circ\text{C}$ 仍不均一,有时可与熔融包裹体共存。

(4) 含盐类子晶的包裹体。此类包裹体中只含有盐类子晶矿物,且通常是钠盐;流体相可为富/含 CO_2 ,但多为水溶液;虽然可见于不同阶段,但主要见于成矿中阶段;均一温度多在 $250\sim 500^\circ\text{C}$,盐度多在23~50% NaCl. eq。含子晶的富/含 CO_2 包裹体为浆控高温热液型矿床所特有。

上述包裹体组合和特征显示,初始成矿流体具有高温、高盐度、高氧化性、富 CO_2 的特征,随成矿作用进行,流体成矿系统的温度、盐度、氧化性(中阶段为还原性)、 CO_2 含量等逐步降低,至晚阶段流体具有低温、低盐度、贫 CO_2 的特征,但氧化性又有所增强,显示大气降水热液的性质。而且,大量压力估算结果表明,成矿流体系统由静岩压力演变为静水压力,成矿深度多介于 $5\sim 1\text{km}$ (Kerrick *et al.*, 2000; 范宏瑞等, 2000)。

值得特别指出,在过去的研究和一些教材中(如卢焕章等, 2004),忽视了此类成矿系统中大量 CO_2 的存在及其重要作用(涂光炽, 2003)。

3.2.3 鉴别关键和标志

浆控高温热液型成矿系统的实质是岩浆热液主导了成矿作用,由此派生的地质地球化学特征与其他类型成矿系统的差别非常明显。

(1) 矿体以囊状、透镜状、筒状或不规则形态产于侵入体内或接触带,具有非定向排列的角砾状和张性裂隙充填式的网脉状构造,这些宏观地质特征显著不同于构造控制的脉状造山型、定位于沉积地层微细粒浸染型以及层状的SEDEX和VHMS型矿床。与浅成低温热液型矿床相比,虽然宏观地质特征差异不明显,但后者缺乏高温热液蚀变矿物组合(见后),而本类矿床总发育高温蚀变矿物组合,诸如钾长石化、黑云母化、透辉石化、石榴子石化、阳起石化、铁钠闪石化等。

(2) 前已述及,含多类子晶的高温、高盐度包裹体

(图 4F) 和含子晶的富/含 CO_2 包裹体, 是本类成矿系统所独有, 自然可以作为鉴别本类矿床的关键性标志。根据这一点, 很容易将浆控高温热液型与其他类型的矿床区别开来。

3.3 浅成低温热液型——火山岩容矿的改造热液成矿系统

目前世界范围已经发现 20 个储量 > 100t 的超大型浅成低温热液型金矿 (Chen *et al.*, 2003a), 这 20 个矿床的黄金总储量超过 6000t。中国境内已经发现大量浅成低温热液型金矿床 (Pirajno and Bagas, 2002; Chen *et al.*, 2003a; 王德滋等, 1998; 祁进平等, 2004, 2005)。

浅成低温 (Epithermal) 的概念由 Lindgren (1933) 创用, 专指产于陆相火山岩或与陆相火山岩有关的形成深度浅于 1.5km、温度为 50 ~ 200℃ 的热液矿床。随着研究实例的增多, 很多学者 (Berger and Henley, 1989; Hendquist *et al.*, 1998; Groves *et al.*, 1998; Kerrich *et al.*, 2000; White, 2003) 将浅成低温热液型成矿系统的深度上限提高到 2km, 温度上限放宽至 320℃, 认为成矿流体活动主要由岩浆驱动, 系不同比例的岩浆热液和大气降水热液 (Heinrich, 2007), 因此主张岩浆热液参与较多的成矿系统为高硫型 (High-sulfidation), 由大气降水热液主导的成矿系统为低硫型 (Low-sulfidation), 而喷出地表的低硫型浅成低温热液系统又被称为热泉型。虽然部分学者又在高硫型与低硫型之间划分出了过渡型, 本文不予采纳; 还有学者将 Carlin 型金矿归属到浅成低温热液型范畴内 (Berger and Henley, 1989), 本文也不赞同。

3.3.1 标志性地质特征

浅成低温热液型成矿系统的关键地质特征如下:

(1) 矿床产于火山岩或次火山岩内, 个别矿体可产于与火山岩互层的沉积岩地层 (一般是碎屑岩) 中, 多受火山-次火山机构 (包括喷口或周围相关的环状、放射状断裂构造) 控制。矿体形态多样, 多呈脉状、透镜状或似层状, 垂向延深较浅 (一般 < 500m)。成矿系统发育的构造背景与浆控高温热液型类似。

(2) 浅成低温热液型成矿系统除发育角砾状、网脉浸染状构造等类似于浆控高温热液型成矿系统的构造之外, 更常见同心环状、胶状、土状、多孔状、梳状构造、晶簇/晶洞构造、鸡冠状构造、皮壳状构造、条带状或纹层状等构造, 以及草莓状、镂空或环带结构 (图 5), 指示成矿作用发生在地表近地环境。角砾构造中的角砾成分复杂, 可有火山岩、斑岩、围岩地层等。

(3) 高温蚀变组合缺乏, 只发育典型的低温蚀变组合, 总体上具有淋滤蚀变特征 (参见胡受奚, 2002)。不存在钾长石化、黑云母化等, 常见冰长石化、伊利石化、蒙脱石化、浊沸石化、高岭石化、叶腊石化、明矾石化、重晶石化、硅化 (蛋白石、玉髓、方石英)、绢云母化、碳酸盐化、青磐岩化等, 常见特征性的板状方解石、鸡冠状石英、多孔状石英、环带状/结壳状粘土矿物集合体等。低硫型矿床自下而上显示由绢云母经伊利石变为蒙脱石的分带性, 高硫型矿床顶部发育孔状石

英/硅酸盐、硅华和高级泥化带, 下部为青磐岩化。

(4) 高硫型与低硫型矿床的区别。低硫型成矿流体系统的硫 (H_2S 、 H_2SO_4 、 SO_2 等) 含量低, 使热液呈中性甚或偏碱性的性质, 可含较多 H_2SiO_3 、 $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ 等, 因此, 冰长石、绢云母-伊利石-蒙脱石、石英/玉髓 (图 5B ~ D)、碳酸盐 (图 5E)、浊沸石 (图 5F) 等是主要脉石矿物, 黄铁矿、辉银矿、砷黝铜矿/砷铜矿、毒砂、碲化物及贱金属硫化物等属于主要矿石矿物; 当围岩成分有较多沉积岩时, 雌黄、雄黄、辰砂、辉锑矿含量增多。与之相应, 特征性矿石组构为角砾状、条带状和皮壳状、晶簇/晶洞构造等。相反, 高硫型流体的硫含量高, 呈酸性, H_2SiO_3 、 $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ 等含量低, 因此, 这类矿床的石英和碳酸盐矿物含量低, 不发育含金石英脉或次生交代石英岩 (硅化体), 主要脉石矿物是高岭石 (图 5A)、明矾石、叶腊石/硬水铝石、孔状二氧化硅、重晶石等组合, 矿石矿物是黄铁矿、硫砷铜矿和四方硫砷铜矿和砷黝铜矿/砷铜矿等。酸性热水溶液淋滤而留下大量多孔状硅酸盐残余物 (White, 2003)。高硫型矿床以秘鲁的 Yanacocha 矿床 (896t, 品位 1.03g/t)、福建紫金山和黑龙江金厂等金矿为代表, 低硫型矿床以美国西部的 Cripple Creek 矿床 (780t, 品位 23g/t) 和新疆阿希金矿为代表。

3.3.2 成矿流体性质

浅成低温热液成矿系统的流体包裹体组合极为简单 (Kerrich *et al.*, 2000; Heinrich, 2007; 及其引文), 主要发育水溶液包裹体, 偶尔可见含子晶的水溶液包裹体, 缺乏 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ 包裹体。

(1) 水溶液包裹体。均一温度多在 100 ~ 280℃, 盐度低于 10% NaCl eq, 估算流体捕获压力多小于 30MPa, CO_2 含量低于 5 mol%。这类包裹体的气液比变化较大, 相似温度下的异相均一现象常见, 指示流体沸腾现象普遍 (Heinrich, 2007)。

(2) 含子晶包裹体。多属含盐类子晶的水溶液包裹体, 基本没有含多种子晶的包裹体或含子晶的富 CO_2 的包裹体, 均一温度多在 200 ~ 320℃ 之间, 通常被解释为岩浆流体参与成矿的证据。此类包裹体可见于高硫型矿床中, 在低硫型矿床中罕见报道。

3.3.3 鉴别关键和标志

浅成低温热液型成矿系统的实质是岩浆驱动的大气降水热液主导了成矿作用。

(1) 矿体产于陆相火山岩-次火山岩或其附近的其它地质体中, 可与造山型、热水沉积型、微细粒浸染型 (卡林型) 成矿系统截然区分开来。在矿石组构方面, 以开放裂隙或孔隙充填类 (如晶簇、晶洞构造)、酸性淋滤类 (如孔状石英) 而不同于热水沉积型; 以地表-近地表流体沸腾所致的胶体沉积组构 (皮壳状构造、环带状构造) 和低温方解石的板状构造而不同于微细粒浸染型。上述组构和偶尔发育的微生物参与的镂空或草莓状黄铁矿等都是造山型成矿系统中不可能见到的, 因此与造山型矿床差异显著。

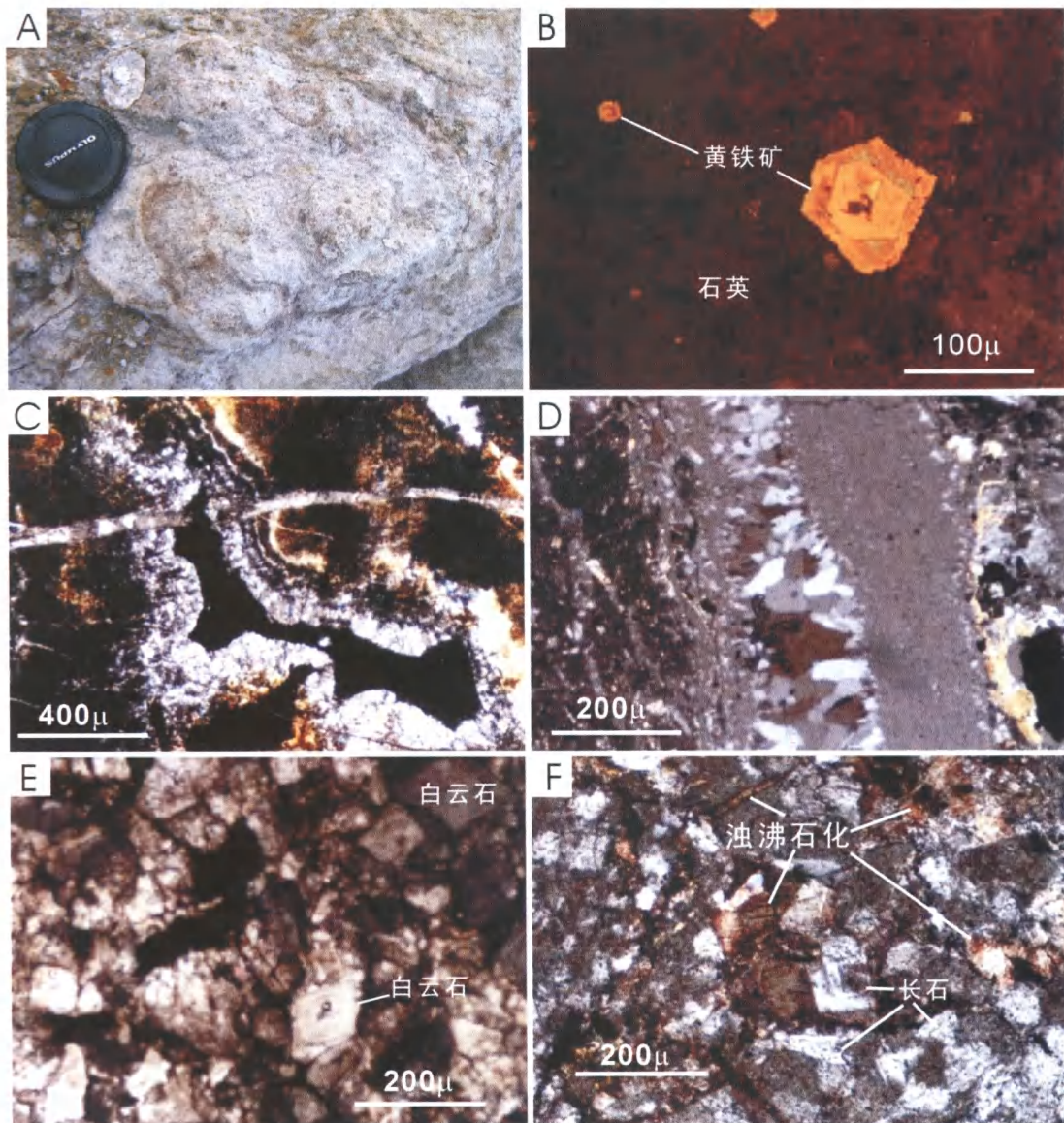


图5 浅成低温热液型金矿床的常见蚀变和组构

A, 结壳状的高岭石化, 黑龙江金厂高硫型金矿。B~F 均为低硫型的新疆阿希金矿, 其中: B, 环带黄铁矿的镂空结构; C, 皮壳状晶洞构造; D, 梳状构造石英细脉; E, 碳酸盐化; F, 碱性环境的浊沸石化。

Fig.5 Alteration and ore structures of epithermal gold deposits

(A) crustificated kaolinitization, Jinchang high-sulfidation epithermal deposit, Heilongjiang. Photos B~F are for the Axi low-sulfidation deposit, Xinjiang; (B) carving structure of zoned pyrite; (C) drusy cavity enclosed by crustiform quartz, showing shallow open-space filling; (D) fine quartz-vein with comb structure, showing open-space filling; (E) carbonation (dolomitization); (F) Laumontitization showing a high-pH fluid system.

(2) 以粘土类矿物或非晶质-玉髓状石英为主要矿石矿物, 发育特征性的冰长石、伊利石(或绢云母)、板状方解石、明矾石等低温矿物, 是浅成低温热液型成矿系统区别于其它各类成矿系统的最关键标志。值得注意的是, 本类成矿系统可与浆控高温热液型成矿系统在空间和成因上连续过渡, 因此这种特征性的矿物组合也可见于浆控高温热液矿床的顶部或外围, 如蒙古国的 Oyu Tologoi (Khashgerel *et al.*, 2006)

和智利的 Maricunga 矿床 (Muntean and Einaudi, 2001)。

(3) 本类矿床的流体包裹体特征与微细粒浸染型和热水沉积型矿床相似, 因此有人 (Bagby and Berger, 1985; Berger and Henley, 1989) 将微细粒浸染型归入浅成低温热液型的范畴。浅成低温热液型矿床因缺乏富 CO_2 包裹体而与造山型矿床相区别, 因缺乏含子晶包裹体, 特别是缺乏含多类子晶的包裹体或 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ + 子晶包裹体, 而与浆控高温热液型

成矿系统相区别。

3.4 微细粒浸染型——沉积岩容矿的改造热液成矿系统

微细粒浸染型金矿,即卡林型和类卡林型金矿床(Li and Peters, 1998; Kerrich *et al.*, 2000; 陈衍景等, 2004b), 实际是产于沉积建造中的浸染状的低温、浅成热液金矿床(Bagby

and Berger, 1985; Berger and Henley, 1989; Hofstra and Cline, 2000; Muntean, 2003)。已发现7个金矿的金储量 > 100t, 分别产于美国西部、陕甘川、滇黔桂3个世界著名的微细粒浸染型金矿省(表3)。其中, 美国西部发现此类矿床100多个, 金储量 > 4800t (Kerrich *et al.*, 2000)。特别指出, 在世界范围内, 此类矿床主要发现于1980年以后。

表3 世界超大型微细粒浸染型金矿床

Table 3 The superlarge gold deposits of fine-grain disseminated type in the world

成矿省	矿床/矿田	储量	品位	文献
美国西部	Goldstrike-Post-Miekle	1800	5.0(24)	Kerrich <i>et al.</i> , 2000
美国西部	Twin Creeks	665	2.3	Kerrich <i>et al.</i> , 2000
美国西部	Gold Quarry-Maggie Creek	641	1.0(2)	Kerrich <i>et al.</i> , 2000
美国西部	Jerritt Canyon	378	3.7	Kerrich <i>et al.</i> , 2000
美国西部	Cortez-Pipeline	300	8	Kerrich <i>et al.</i> , 2000
陕甘川	甘肃文县阳山	308	4.74	本文
滇黔桂	贵州贞丰水银洞	~200 *	3~18	苏文超等, 2006

* 表示资源量

3.4.1 标志性地质特征

微细粒浸染型成矿系统的关键地质特征(图6)如下:

(1) 微细粒浸染型金矿的特点之一就是“微细粒”和“浸染状”。所谓微细粒,是指自然金粒度细,不但肉眼不可见,而且显微镜下也难以发现,它们主要赋存于环带状含砷黄铁矿中; 各类载金矿物和金属矿物或矿石矿物的粒度细小,各类脉石矿物的粒度也相对于其它类型金矿的粒度细小。所谓浸染状,是指金以不可见自然金的形式浸染于载金矿物中,矿石矿物呈微细粒状或微细脉状浸染于交代蚀变岩型矿体(replacement)或蚀变围岩之中,而石英等脉石矿物也呈浸染状交代断裂构造带或围岩地层。因此,矿体与围岩地层之间没有截然的界线。

(2) 矿体多定位于高角度断层破碎带内,赋矿地层为冒地槽相的含碳质碎屑岩-碳酸盐-硅质岩建造,具有含碳、富铁、富碳酸盐甚或间夹蒸发岩、热水沉积物的特点; 其中,以含碳钙质粉砂岩是最佳赋矿岩性,常有 Ag-As-Au-Hg-Sb ± Tl 元素地球化学异常。美国西部的赋矿地层为寒武系-三叠系,陕甘川和滇黔桂地区为震旦系-三叠系,主要含矿层位为泥盆系-三叠系。

(3) 标志性的围岩蚀变是去碳酸盐化(Decarbonation),即碳酸盐被 SiO₂ 取代(图6B-C),赋矿岩石脱 CO₂ 和 Ca、Mg、Fe 形成硫化物或砷化物或氧化物而残留,因此,似碧玉岩化与去碳酸盐化相伴发生,也是标志性蚀变之一。硅化、泥化(高岭石、伊利石、蒙托石)、绢云母化、碳酸盐化是最普遍的蚀变类型,个别矿床的重晶石化或钠长石化或沥青化较强,矿石矿物以黄铁矿、毒砂、雄黄、雌黄、辰砂、辉锑矿等矿物为主,有时发育沥青脉(陈衍景等,2001b),晚期可见重晶

石化或重晶石脉。

(4) 成矿省总发育在伸展构造背景,特别是挤压向伸展转变的构造期或构造带。美洲西部(内华达、阿拉斯加和加拿大育空地区)为弧后伸展的盆岭省或伸展背景的岩浆弧; 陕甘川、滇黔桂和伊朗西北部 Zarshuran (Mehrabi *et al.*, 1999) 成矿省均形成于陆陆碰撞过程的挤压向伸展转变期。

3.4.2 成矿流体性质

卢焕章等(2004)总结了国内外微细粒浸染型金矿床的流体包裹体特征,已发现的包裹体类型如下:

(1) 水溶液包裹体。此类包裹体为富气相、富液相和纯液相的水溶液包裹体,是微细粒浸染型金矿中最主要、最常见的包裹体类型,很多金矿床只含此类包裹体。这类包裹体的均一温度一般低于 250℃,少数高达 390℃(苏文超, 2002); 盐度一般 < 10wt% NaCl. eq, 个别高达 18wt% NaCl. eq (Hofstra and Cline, 2000); 不含 CO₂, 或 CO₂ 含量 < 10/mol。

(2) 石油包裹体。这类包裹体发现于美国西部、滇黔桂和陕甘川成矿省的个别矿床(陈衍景等, 2001, 2004), 它们的均一温度一般不超过 250℃(卢焕章等, 2004)。

(3) 富 CO₂ 包裹体和含 CO₂ 包裹体。美国西部的微细粒浸染型金矿中不发育此类包裹体。但是,滇黔桂的水银洞、烂泥沟等金矿床(苏文超, 2002) 和陕甘川的阳山等金矿(李晶等, 2007) 发育较多此类包裹体,其盐度低于 8wt% NaCl. eq, 均一温度在 200℃以上,最高达 350℃或更高,捕获压力达 200MPa 或更高(苏文超, 2002; 李晶等, 2007)。发育此类包裹体的微细粒浸染型金矿床往往被视为卡林型与造山型之间的过渡类型(苏文超等, 2006), 甚或被解释为造山型(李晶等, 2007)。

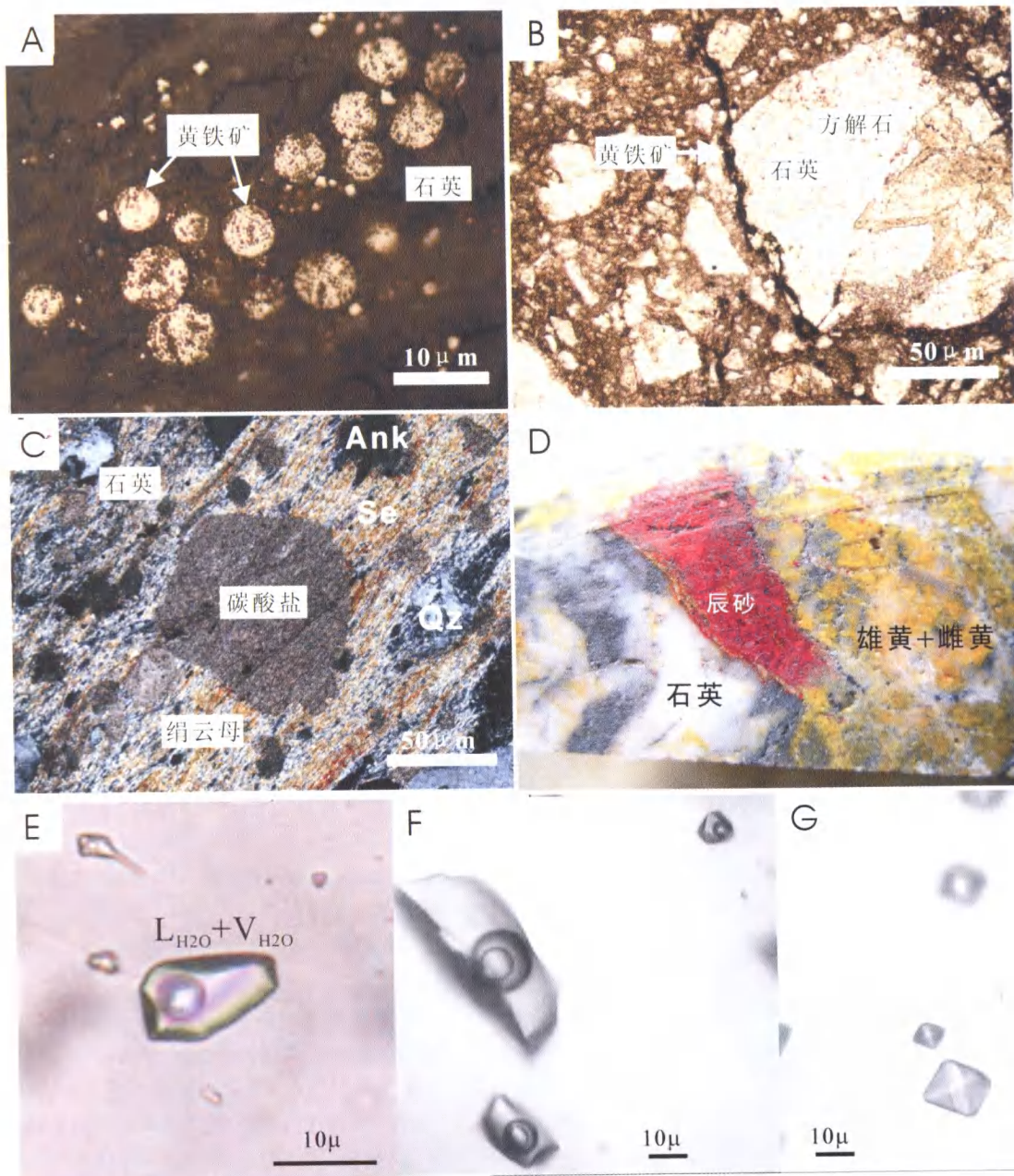


图6 微细粒浸染型金矿床的结构和蚀变

(A) 矿化围岩中的草莓状黄铁矿, 甘肃阳山金矿; (B) 石英交代方解石, 指示去碳酸盐化, 石英破碎后被黄铁矿细脉穿切, 指示矿化晚于硅化, 阳山金矿; (C) 碳酸盐(Ank)被石英(Qz)和绢云母(Se)交代残留, 指示去碳酸盐化, 阳山金矿; (D) 雄黄、雌黄和辰砂共生, 贵州烂泥沟金矿。 (E) 气液两相水溶液包裹体, 阳山金矿; (F) 含 CO_2 包裹体, 贵州水银洞金矿; (G) 液态甲烷包裹体, 水银洞金矿。

Fig. 6 Alterations and ore fabrics of fine-grain disseminated type gold deposits

(A) framberry-like pyrite in mineralized wallrocks, Yangshan deposit, Gansu; (B) calcite replaced by quartz which was broken and crosscut by fine pyrite-vein, suggesting that gold mineralization was later than silicification which implies for decarbonation, Yangshan deposit; (C) relicts of carbonate minerals which were replaced by quartz and sericite, showing decarbonation, Yangshan deposit; (D) Coexistence of orpiment, realgar and cinnabar, Lannigou Au deposit, Guizhou; (E) two-phase water fluid inclusion, Yangshan deposit; (F) CO_2 -bearing fluid inclusion, Shuiyindong Au deposit, Guizhou; (G) liquid CH_4 fluid inclusion, Shuiyindong Au deposit.

总之,微细粒浸染型金矿的成矿流体系统为低温、浅成的水溶液,包裹体均一温度一般低于 300℃,估算包裹体捕获压力一般低于 60MPa(静水压力深度 < 6km),主体来自大气降水或活化的封存于地层中的建造水,CO₂含量低于 10mol%,应属改造热液成矿系统。当然,个别类卡林型金矿中有变质流体或岩浆流体参与的记录,此类矿床常见含 CO₂包裹体,包裹体捕获温度可高达 350℃以上,压力高达 200MPa,相当于静岩压力深度约 7km,并被解释为卡林型向造山型的过渡型甚或造山型。

3.4.3 鉴别关键和标志

微细粒浸染型成矿系统的实质是构造驱动(陕甘川、滇黔桂、伊朗)或岩浆驱动(美洲西部)的改造热液(封存于沉积地层的盆地流体和大气降水的再活化)主导了成矿作用。

根据成矿流体与浅成低温热液成矿系统的相似性,部分学者将微细粒浸染型矿床归属到浅成低温热液型矿床的范畴内。尽管如此,前者赋矿围岩以碳质碎屑岩-碳酸盐而不同于后者,后者赋矿围岩总体为中酸性的火山岩-次火山岩,因此二者的矿物组合、矿石组构也有显著差别,更显著的差别在于微细粒浸染型矿床的定位主要被断裂构造控制,而浅成低温热液型矿床则主要受火山机构控制;此外,微细粒浸染型矿床中可以偶见石油包裹体或含 CO₂包裹体,这是浅成低温热液型矿床中难以发现的,相反,微细粒浸染型矿床缺乏的含子晶包裹体可偶见于浅成低温热液矿床,特别是高硫型浅成低温热液型矿床。

虽然少量富/含 CO₂包裹体可见于个别微细粒浸染型金矿床,但含有此类包裹体的矿床多被解释为类卡林型或造山型或卡林型与造山型之间的过渡型,充分表明此类包裹体的不是微细粒浸染型矿床的标志特征。如此以来,低盐度、富/含 CO₂的包裹体仍然可以作为区分造山型与微细粒浸染型(或卡林型)的标志。此外,造山型矿床主要发育中温热液蚀变组合,而微细粒浸染型发育低温矿物组合;前者常见粗粒连续的石英脉,后者不发育连续的石英脉,且粒度较细;前者碳酸盐化较强,特别是当赋矿围岩为基性-中基性火山岩时,相反,后者去碳酸盐化强烈(图 6B 和 C)。

微细粒浸染型与热水沉积型、浆控高温热液型成矿系统的差别显著,且已为绝大多数同行掌握,本文不再讨论。

3.5 热水沉积型——水底喷出的改造热液成矿系统

顾名思义,热水沉积(涂光焱, 2003; hydrothermal sedimentation)的概念很容易理解。本文将此概念限于水体(包括大洋、边缘海和内陆湖泊)底部的喷流-沉积系统,也就是发生在水圈-岩石圈界面的热液活动,它可以形成富含贵金属的块状硫化物型贱金属矿床。当此类矿床的赋矿地层为火山岩时,称为 VHMS 型或 VMS 型;当赋矿围岩是正常沉积地层时,称为 SEDEX 型。对于喷出陆表的热液系统,即发生在大气圈-岩石圈界面的热液系统,一般称为热泉型,前面已将其归入到浅成低温热液型成矿系统的范畴。

已有资料显示,很多 VHMS 和 SEDEX 型矿床富含金。例如,据 Kerrich *et al.* (2000),加拿大 Noranda 地区 Horne 铜锌矿床含金 10g/t(2.7Ga 的 VMS 型矿床),澳大利亚昆士兰地区 Mount Morgan 矿床含金 4.75g/t(古元古代的 VMS 型矿床);加拿大 BC 地区侏罗系地层中发育了 SEDEX 型的 Eskay Creek 矿床,矿石储量为 1.9×10^6 t,含铅 3.2%、锌 5.2%、铜 0.7%、金 60.2g/t、银 2652g/t。辽宁红透山铜矿床含金 > 20t、品位 0.5 ~ 0.8g/t (Gu *et al.*, 2007);河南水洞岭 VMS 型矿床概查资源量为:铜 12×10^4 t,铅 16×10^4 t,锌 75.7×10^4 t,金 6t,银 611.7t。在陕甘 SEDEX 型铅锌矿田,不仅厂坝、银洞子等铅锌矿床伴生银金矿化,而且还发育与热水沉积有关的双王、二台子独立金矿床。

现代海底观测活动,特别是对海底黑烟卤的连续观测记录,已使我们能够认识热水沉积及其成矿过程的细节,因此,在各类矿床中,热水沉积型成矿系统的研究程度最为精确。虽然如此,仍有一些问题值得讨论:(1)热水沉积系统的空间分布规律和驱动机制;(2)热水沉积系统的流体来源及其成矿特征;(3)现代海底喷流产物的产状、组构与 VHMS 型或 SEDEX 型矿床差距较大,前者以烟卤为主,后者主要为层状或似层状;(4)热水沉积矿床原本形成于海盆底部,现已保留于大陆造山带或克拉通内部,均已经历了造山作用,但目前对造山过程中成矿元素的再活化、迁移、就位程度和规律认识较弱 (Gu *et al.*, 2007; 彭润民等, 2007)。这些问题不属本文讨论的范围,下面重点介绍此类成矿系统的地质和流体包裹体特征。

3.5.1 标志性地质特征

热水沉积型成矿系统的关键地质特征如下:

(1)热水沉积成矿系统一般发育在伸展盆地或扩张海底(图 7A),一个完整的热液沉积系统由 3 部分组成(图 7B),即,淋滤蚀变的远矿底板(退色蚀变的远矿围岩底板),含支脉矿体(stringer)的浸染状矿化的近矿蚀变底板,热水沉积的层状矿体。因此,底板蚀变且含支脉矿体,而顶板缺乏蚀变和支脉矿体,是热水沉积矿床的特征之一。

(2)除蚀变矿化底板之外,层状矿体自下而上分为块状硫化物层、硫化物碎屑沉积层和铁锰氧化物层(图 7B),矿体内部或顶部常伴生重晶石或硬石膏层。层状矿石一般以黄铁矿为主(约 90%),可保留烟卤构造(图 8A-B),常见虫管(图 8C)、块状、纹层状、条带状构造发育(图 8D 和 F)。支脉矿体可见水压致裂的角砾状构造。

(3)总体而言,以硅化、糖粒状钠长石化(图 8E;如甘肃厂坝矿田、陕西双王金矿和新疆蒙库铁矿)、绿帘石化、绿泥石化、高级泥化为主。底板蚀变因岩性不同而差别较大,当底板为火山岩时,蚀变矿物与原岩成分差别显著,蚀变表现强烈或清楚,当底板为沉积岩时,蚀变矿物与原岩矿物成分差别较小,蚀变表现较弱。支脉两侧有时可识别出对称性蚀变分带。

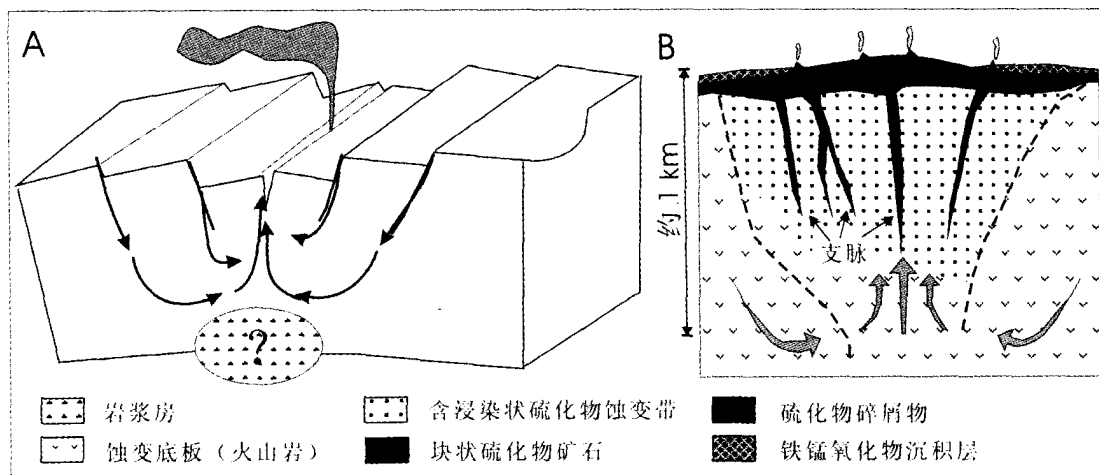


图7 热水沉积成矿系统构造环境(A)和蚀变矿化模式(B) (据 Pirajno, 2003, 北京大学讲课材料绘制)

Fig.7 Tectonic setting (A) and genetic model (B) for alteration and mineralization of hydrothermal sedimentation ore-system

(Slightly modified from F Pirajno's lectures in Peking University in 2003)

3.5.2 成矿流体特征

研究表明(Zaw *et al.*, 1996; Kerrich *et al.*, 2000; 倪培等, 2005), 热水沉积型矿床主要发育水溶液包裹体, 个别矿床的脉状矿体中可见含子晶包裹体或富/含 CO_2 包裹体, 具体说明如下:

(1) 水溶液包裹体。是热水沉积矿床的最主要流体包裹体, 很多矿床只发育此类包裹体, 表明热水沉积型成矿系统的包裹体组合简单。这类包裹体均一温度集中在 $100 \sim 350^\circ\text{C}$, 盐度多变化于 $3.5 \sim 15\text{wt}\% \text{NaCl. eq.}$ 。当水深 $< 1.5\text{km}$ 时, 常有流体沸腾现象(Barnes, 1997; Drumond and Ohmoto, 1995), 包裹体的气液比差别大, 可分为富气相和富液相的水溶液包裹体, 并有相似温度下的异相均一现象。例如, 河南水洞岭铜锌(伴铅金银)矿床 NG5 样品单个石英颗粒内的包裹体在 $320 \sim 350^\circ\text{C}$ 范围内分别均一为气相和液相。

(2) 含 NaCl 子晶的包裹体。此类包裹体极为罕见, 通常出现在流体沸腾强烈的情况下, 或者成矿系统遭受岩浆热液作用的叠加, 且见于层状矿体之下的流体上升通道的脉状矿体中。例如, 江西永平铜多金属矿床的支脉矿体可见含子晶包裹体(倪培等, 2005), 流体盐度也高达 $40 \text{ wt}\% \text{NaCl. eq}$ 以上。

(3) 富或含 CO_2 包裹体。此类包裹体极为罕见, 且只能发育在层状矿体下面的支脉矿体中。例如, 河南水洞岭矿床支脉矿体的 NG14 号样品发育多个单一液相的纯 CO_2 包裹体和大量 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{CO}_2}$ 或 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$ 包裹体, 它们与水溶液包裹体共生, 在 $177 \sim 197^\circ\text{C}$ 范围内均一为液相(除纯 CO_2 包裹体以外), 盐度集中在 $8.3 \sim 14.4 \text{ wt}\% \text{NaCl. eq}$ 和 $1.6 \sim 4.4 \text{ wt}\% \text{NaCl. eq}$ 两个区间, 估算压力仅为 $0.5 \sim 2.15\text{MPa}$ (相当于水深 $50 \sim 215\text{m}$), 被解释为岩浆流体相分离和多期流体活动叠加的结果。

总体而言, 热水沉积成矿系统以水溶液包裹体为特征, 温度 $100 \sim 350^\circ\text{C}$, 通常压力低于 50MPa (河南水洞岭矿床的压力为 $0.5 \sim 10.8\text{MPa}$); 通道相的脉状矿体比沉积的层状矿体的包裹体类型复杂, 多阶段叠加现象显著, 均一温度、估算的压力和盐度等均高而变化范围大。此外, 一些矿床的脉状矿体主成矿阶段的温度和压力高于早阶段, 如澳大利亚 Hellyer(Zaw *et al.*, 1996)、河南水洞岭和江西永平(倪培等, 2005)等矿床, 反映成矿系统发育在盆地伸展沉陷、沉积物不断加积增厚的过程中, 此与造山型成矿系统发育的构造背景相反。

此外, SEDEX 型成矿流体系统的 K/Na 和 Cl/Br 等比值通常高于 VMS 型成矿系统(Kerrich *et al.*, 2000)。

3.5.3 识别关键和标志

从上述流体包裹体特征和一些矿床的同位素研究结果可知, 热水沉积成矿系统实为水盆地底部喷出的改造热液成矿作用的产物。

独特的“沉积”作用所形成的层状矿体, 以其块状、纹层状和生物活动遗迹等沉积构造, 与重晶石、石膏共生或互层, 底板蚀变而顶板不蚀变等特征, 可与其它任何成矿系统清楚地区别开来, 不再详述。属于热水沉积成矿系统的脉状矿体, 与其它 4 类成矿系统的脉状矿体似有易于混淆或相同之处, 值得进一步说明。

支脉矿体因可发育对称性侧向蚀变分带和偶见富/含 CO_2 包裹体而与造山型、微细粒浸染型金矿相接近。但是, (1) 前者的角砾状构造系水压致裂的产物, 充填网脉无序排列, 后者系构造应力作用所致, 网脉有序排列; (2) 前者角砾多为蚀变岩或硫化物团块, 后者的角砾为石英脉或交代石英岩; (3) 前者矿物成分以硫化物为主, 后者硫化物含量一般不超过 10% , 以石英为主; (4) 前者围岩蚀变类型中钠长

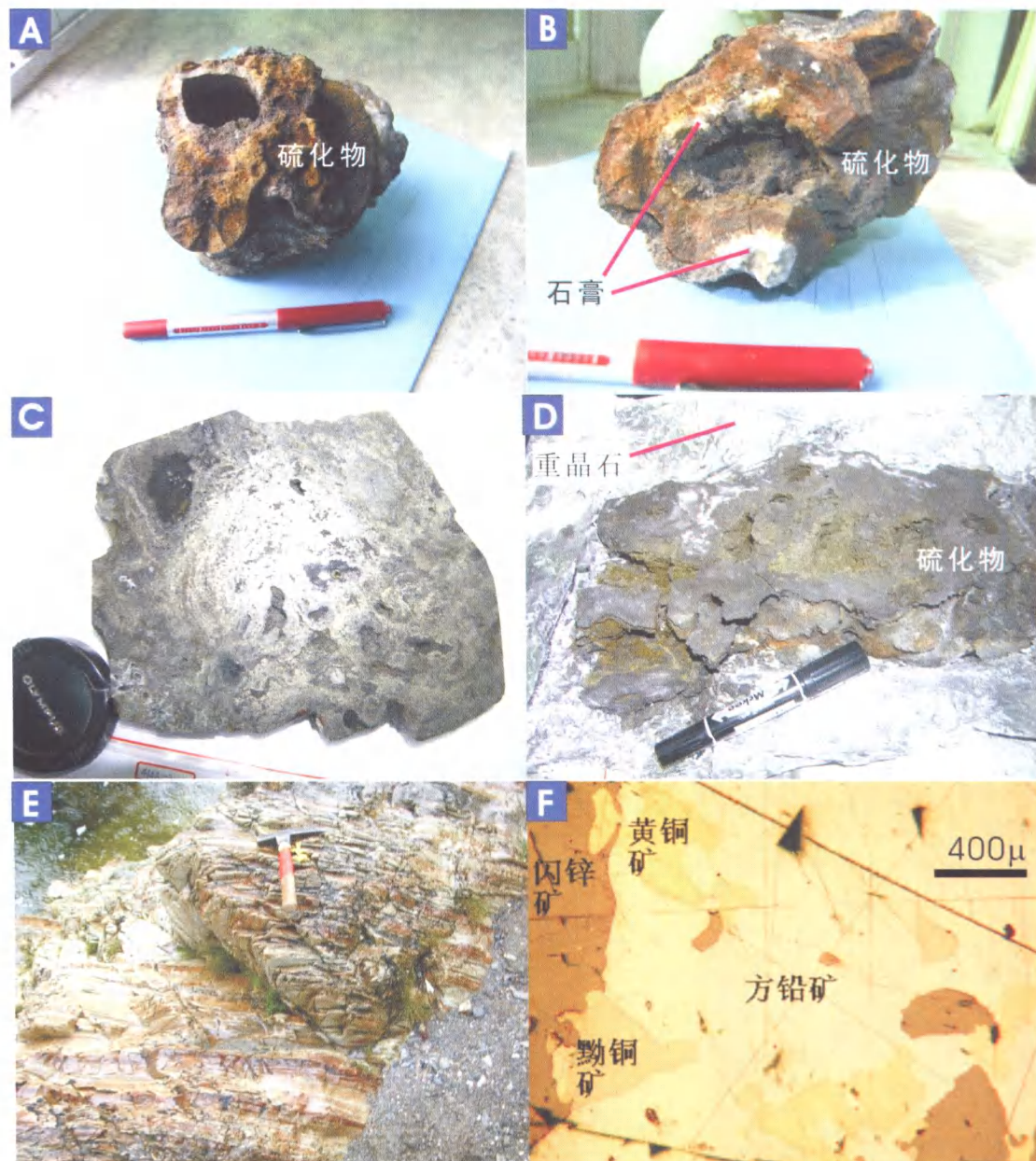


图8 现代烟囱构造和古代热水沉积矿床

照片A和B示意现代烟囱构造；照片C示意含虫管构造的块状硫化物；照片D为与重晶石共生的块状硫化物；照片E为双王金矿赋矿围岩糖粒状钠长石岩；照片F示意河南水洞岭VMS型矿床块状硫化物的显微结构。照片A~D中的样品由周怀阳教授提供，为现代热水沉积。

Fig. 8 Modern chimney structure and ancient hydrothermal sedimentation-type deposits.

Photos A and B showing the chimney structure; photo C showing worm-pipe structure in massive sulfides; photo D showing the coexistence of barite and massive sulfides; photo E showing the sugar-grain-like albite-altered rocks hosting the Shuangwang gold deposit, Shaanxi; and photo F showing ore microstructure of the Shuidongling VMS-type deposit, Henan. Samples in photos A ~ D are from modern submarine chimney provided by Prof. Zhou Huaiyang.

石化、绿帘石化显著，钾化较弱，后者钾化强烈，以绢云母化为主，可见钾长石化和黑云母化；(4)前者常出现中阶段包裹体温度、压力高于早阶段的现象，后者从早到晚温度、压力降低。

支脉矿体可偶见含子晶包裹体，发育水压致裂的角砾状构造和无序排列的网脉构造，因此与脉状浆控高温热液型、浅成低温热液型矿体不易区分。但是，浆控高温热液型矿床发育大量含子晶包裹体和含CO₂包裹体，温度和压力从早到

晚依次降低,并广泛发育以钾长石化、黑云母化等为代表的高温蚀变组合,除夕卡岩型矿床之外,硫化物含量普遍较低,这些特征是热水沉积成矿系统的支脉矿体所不具有的。至于低硫型浅成低温热液型矿床,因硫化物含量低、发育冰长石-绢云母/伊利石蚀变组合、偶见板状方解石等,与热水沉积系统的支脉矿体截然不同,可以作为区分标志。高硫型浅成低温热液矿床与热水沉积系统的支脉矿体有更多相似之处,如硫化物含量高,含较多重晶石、石膏,发育高级粘土化等,但是,前者缺乏钠长石化,硅化较弱,后者恰相反;前者发育孔状石英和明矾石,后者缺乏。

4 问题讨论

4.1 矿床地质——厘定矿床类型的根本性依据

前述表明,5类金成矿系统之间均存在显著的矿床地质差异;即使是同一类型成矿系统内部的不同矿化样式之间,如高硫型与低硫型浅成低温热液矿床之间,斑岩型、爆破角砾岩型、夕卡岩型、铁氧化物型之间,也存在围岩蚀变类型、矿石矿物成分、矿石组构等方面的明显不同。因此,矿床地质,尤其是矿体产状、矿石矿物成分和组构,是区分矿床类型、研究矿床成因的根本性依据(Lindgren, 1933; Dowling and Morrison, 1989; 胡受奚, 2002)。

随着测试技术的快速发展,同位素地质年代学和同位素地球化学被广泛应用于矿床研究,加速了关于成矿系统性质和发育环境的研究的深入,提高了认识水平。然而,一种不良倾向却悄然滋生,个别学者误将同位素定年和同位素地球化学示踪作为厘定矿床类型和研究矿床成因的基础或起点。其实,很多学者(Kerrich *et al.*, 2000; Hagemann and Cassidy, 2000)早就发现成矿过程中水岩交换的强烈和同位素特征的复杂性,认为氢、氧等同位素无法用于区分变质热液与岩浆热液。而且,即使能够判定成矿流体系统属于岩浆热液,精确地测定成矿年龄,也无法辨别矿化型式是斑岩型、爆破角砾岩型、铁氧化物型或夕卡岩型,仍不能有效地建立成矿模式和指导矿床勘查。因此,同位素年代学和地球化学,只能是研究判别矿床成因和分布规律的辅助手段,而不是根本性依据。

4.2 流体包裹体——判别矿床成因的关键

热液矿床是成矿流体的固体沉淀物或/和成矿流体与围岩相互作用的产物,成矿流体的性质和活动规律也因此是判别矿床成因、揭示矿体分布规律的重要依据。由于沉积作用发生的温度范围低而无法导致热液成矿系统发育,所以能够导致热液成矿系统发育的端元性地质作用只有岩浆作用、变质作用和改造作用,即自然界存在岩浆热液、变质热液和改造热液等3种端元性质的成矿流体系统(涂光炽, 1986, 2003)。为探讨矿床成因和成矿规律,学者们尝试运用多种手段,特别是元素、同位素和包裹体地球化学方法,辨别成矿

热液的性质和演化(如, Kerrich *et al.*, 2000; Mernagh *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2001, 2004, 2005, 2006)。

前述不同类型成矿系统的流体包裹体类型及其组合的差异表明,流体包裹体是判别矿床类型的关键性依据。总体而言,高盐度、高温的含子晶包裹体,特别是含多种子晶的包裹体或含子晶的含CO₂包裹体,是岩浆热液的标志;低盐度的富CO₂包裹体是变质热液的标志;低盐度、低温的水溶液包裹体是改造型流体成矿系统的标志。

依照上述标准,浅成低温热液型、微细粒浸染型和热水沉积型成矿系统均以大量发育低盐度、低温的水溶液包裹体为特征,因此它们均应作为改造热液矿床。浅成低温热液型矿床(如高硫型)和热水沉积型矿床(如江西永平和河南水洞岭)可以发现少量含子晶包裹体或富CO₂包裹体,它们均被解释为部分岩浆热液的参与;发育富或含CO₂包裹体的微细粒浸染型矿床,均被解释为卡林型与造山型之间的过渡型(如阳山和烂泥沟等),显示部分变质流体参与到成矿系统。同时,浆控高温热液型和造山型成矿系统的晚阶段矿物中的包裹体均为水溶液包裹体,缺乏含子晶包裹体或富/含CO₂包裹体,与其它改造热液成矿系统的流体类似,指示其晚阶段成矿流体也为改造热液。

鉴于上述,我们认为,(1)各类热液金成矿系统的晚阶段流体均为改造热液,晚阶段流体包裹体特征和晚阶段蚀变矿物组合不能作为判定矿床类型的标志,只有早阶段流体包裹体特征和矿物组合方可作为标志。因此,依据晚阶段矿物组合发现少量冰长石而将祁雨沟金矿确定为浅成低温热液型的做法是欠妥的。(2)多数热液矿床是多阶段多因复成的,揭示主导性的驱动成矿系统发育的地质因素,应作为矿床研究的重点。

4.3 成矿流体、矿床地质特征及其与地质作用的内在联系

简言之,改造热液低盐度、贫CO₂,变质热液低盐度、富CO₂,岩浆热液高盐度、富CO₂。就其起源而言,改造热液来自封存于表壳岩中的水,其初始来源主要为海水和大气降水,属浅成流体(一般浅于10km);变质热液多为中温中成(一般5~25km);而岩浆热液则伴随岩浆产生和分异而产生,属于深源(一般>15km)。不同类型热液起源深度的变化依赖于地温梯度的高低(陈衍景和富士谷,1992;陈衍景,1998; Mernagh *et al.*, 2007)。

上述3类流体之间的差异实为H₂O、CO₂和溶质之间的比例差别,可由盐度和CO₂含量(即CO₂/H₂O)两项指标描述。由于CO₂的沸点和熔点均远低于H₂O,易于沸腾汽化逃逸,因此流体的CO₂含量在很大程度上与压力或深度正相关;由于多数物质的溶解度随温度增高而增高,且温度升高有利于固体物质融化,因此盐度在很大程度上与温度正相关。如此以来,我们可用图9示意这些变量与流体性质及其起源的关系。

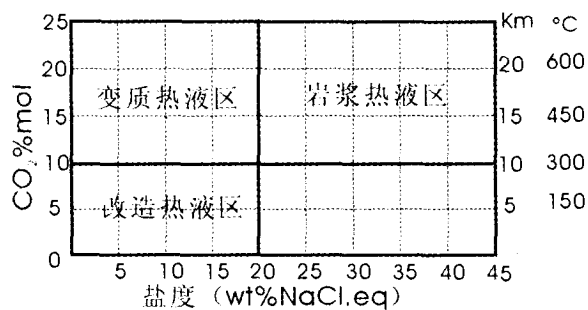


图9 不同类型热液的盐度和 CO₂ 含量及其与温度、压力的关系

Fig. 9 The salinity and CO₂ content in different hydrothermal fluids and their relations to temperature and pressure

在改造作用的温度范围(50~300℃),多数硅酸盐矿物不发生变质,沉积物等表壳岩(supracrustal rock)脱孔隙水、结晶水、吸附水、矿物层间水而形成改造型热流体;同时,碳酸盐矿物因热分解温度较高而无法向流体系统提供 CO₂,且流体系统因压力低、深度浅而有利于 CO₂ 逃逸。因此,改造型流体以 H₂O 为主,CO₂ 含量低。又因为硅酸盐等矿物不能热分解,只有一些 NaCl、KCl、CaSO₄ 等可以分解或溶解,所以流体盐度低,即使出现含子晶的流体包裹体,子晶也只能是盐类矿物。改造热液与围岩相互作用时,因 CO₂ 含量低而可使围岩碳酸盐分解,出现微细粒浸染型矿床所特有的去碳酸盐化;可使围岩中一些富含成矿元素的矿物分解、活化,在进入流体系统后再沉淀为金属硫化物、碲化物、砷化物等。与之相应,围岩蚀变矿物以含水的铝硅酸盐为主,如浅成低温热液系统的叶腊石、高岭石、非晶质 SiO₂ 等。

由于改造作用使大量孔隙水、结晶水、吸附水、矿物层间水脱出,变质流体只能主要来自矿物热分解作用,即含羟基矿物(云母、绿泥石、蛇纹石等)变质分解和碳酸盐矿物热分解而脱 CO₂ 作用(如 CaCO₃ + SiO₂ → CaSiO₃ + CO₂),因此,变质热液的阳离子以 K、Na、Ca、Mg 和一些成矿金属为主,CO₂/H₂O 比值明显高于改造热液。由于多数硅酸盐矿物不能溶解或融化,而盐类矿物已经在改造作用阶段分解,因此流体盐度仍然偏低,甚至低于改造热液。当此类流体上升并与围岩反应时,硅化、钾化、碳酸盐化成为不可缺少的蚀变类型。特别说明,流体因 CO₂ 活度高,一方面可促进围岩中富 K、Na、Ca、Mg 等矿物(如长石类、角闪石、云母等)的溶解,使成矿物质被活化萃取再沉淀;另一方面有利于 CO₂ 渗透到围岩而发生碳酸盐化,例如,上官金矿早阶段蚀变组合中就发育大量铁白云石(Chen *et al.*, 2006)。

岩浆相当于超高级变质作用所派生的熔体-流体系统,是多种硅酸盐、氧化物、碳酸盐等矿物分解的综合产物。随岩浆上侵、结晶分异及其与围岩相互作用的进行,分泌出高盐度、高 CO₂ 含量的岩浆热液,这种热液进一步上升、演化和与围岩-流体系统相互作用,形成浆控高温热液成矿系统。

由于浆控高温热液成矿系统与围岩中的流体系统之间存在悬殊的盐度、温度和 CO₂ 含量等方面的差异,成矿系统自然向降低盐度、温度和 CO₂ 含量的方向演化,并形成以侵入体为中心的环状蚀变带,使成矿系统中心和早阶段发育高温蚀变组合,发育含子晶的富 CO₂ 包裹体(Baker, 2002),外围和晚阶段发育低温蚀变以及低盐度、低 CO₂ 含量的水溶液包裹体。

4.4 矿床是研究大陆动力学的探针

成矿系统的发育和保存要求苛刻的地质条件(翟裕生等,2002),因此是研究大陆动力学或岩石圈构造演化的理想探针(陈衍景等,2006),例述如下:

大量研究表明,造山型成矿系统从早到晚温度、压力降低、CO₂/H₂O 比值降低,赋矿构造和矿石组构也从压性、韧性转变为张性、脆性,指示成矿作用发生的深度逐渐变浅,伴随于地壳隆升过程,即造山过程(陈衍景等, 2003b, 2004b; 陈衍景,2006; Chen *et al.*, 2006)。例如,据张静等(2004),河南银洞沟矿床的成矿压力从早到晚依次为 280~320MPa、250~277MPa 和 90~92MPa,相当于静岩压力深度(设岩石密度为 2.8t/m³)依次为 10.0~11.4km、8.9~9.9km 和 3.2~3.3km。因此,造山型矿床可以作为岩石圈挤压造山的标志。与造山型矿床相反,一些热水沉积成矿系统的脉状矿体出现中阶段温度和压力反而高于早阶段的现象(见前述),反映成矿系统发育在拉张盆地的沉陷、沉积物不断加积增厚的过程中。那么,热水沉积矿床的发育可作为岩石圈板块伸展或拉张断陷的标志。

已知微细粒浸染型(卡林型和类卡林型)金矿发育在弧后盆岭省(美洲西部)和大陆碰撞造山带(陕甘川、滇黔桂和伊朗北部等特提斯构造带)两种构造背景,成矿地球动力学环境分别为挤压向伸展的转变带/区和转变期。值得重视的是,弧后盆岭省的微细粒浸染型矿床不发育富/含 CO₂ 包裹体,温度低于 300℃,深度 < 6.5km(Hofstra and Cline, 2000),不与造山型金矿共存,常与浅成低温热液型或浆控高温热液型矿床有密切的时间、空间和成因联系,一些学者将其归属为浅成低温热液型(如:Bagby and Berger, 1985; Berger and Henley, 1989),或者被解释为远源夕卡岩型(Boyle, 1979);相反,碰撞造山带(陕甘川和滇黔桂)的微细粒浸染型金矿床常发育富/含 CO₂ 包裹体,常见 > 300℃ 的案例,压力高达 200MPa 或更高,深度高达 7km,常与造山型金矿共生,成矿省未见浅成低温热液型或浆控高温热液型矿床,部分矿床被解释为造山型或卡林型与造山型之间的过渡(Zhang *et al.*, 2000; 苏文超,2002; 陈衍景等,2004b; 李晶等,2007)。如此以来,两种差异显著的微细粒浸染型矿床似可分别作为增生型和碰撞型造山带的标志,或者分别是挤压向伸展转变区和挤压向伸展转变期的标志。

学者们倾向于将铁氧化物型矿床解释为拉张环境或非造山或造山后环境的产物,而将斑岩型、爆破角砾岩型矿床

解释为岩浆弧、大陆碰撞造山带或大陆内部断裂-岩浆带的产物(详见 Kerrich *et al.*, 2000; 陈衍景等, 2006; 及其引文)。通过对我国大量斑岩矿床的考察和研究(张静等, 2001; 李光明等, 2007; 李诺等, 2007), 我们发现岩浆弧区与大陆碰撞造山带的斑岩成矿系统之间不同程度地存在一系列差别: (1) 前者成矿岩体多为富碱的钙碱质系列, 后者成矿岩体多为橄榄安粗岩系列或高钾碱性岩; (2) 前者以铜金矿化为主, 伴生少量 Mo、Pb、Zn, 后者铜钼矿化为主, 常伴生 W, 甚至以钨钼矿化为主(如河南南泥湖); (3) 前者钾长石化相对较弱或蚀变带窄, 而绢云母化、绿泥石化、黑云母化强烈, 总体表现为富水流体蚀变, 后者相反, 绢云母化、绿泥石化、黑云母化蚀变相对较弱, 而钾长石化特别强烈, 绿帘石化醒目, 显示蚀变由贫水流体所致; (4) 前者碳酸盐化较弱, 萤石化少见, 显示流体的 F、CO₂ 含量较低, 后者碳酸盐化较强, 萤石化普遍, 显示流体 F、CO₂ 含量较高; (5) 前者富/含 CO₂ ± 子晶包裹体报道较少, 后者大量发育富/含 CO₂ ± 子晶包裹体。上述差异的可能原因是: 岩浆弧的岩浆-流体成矿系统缘于俯冲洋壳的变质脱水熔融, 洋壳以富水、富 NaCl 而贫 F 为特征; 大陆碰撞带岩浆-流体系统则起源于大陆地壳的俯冲(拆沉也缘于俯冲)变质脱水熔融, 与洋壳相比, 大陆壳显然贫水、贫 NaCl 而富 F, 所派生的流体自然具有更高的 CO₂/H₂O 比值。总之, 不同构造环境的斑岩成矿系统具有不同的地质和流体包裹体特征, 而具有不同地质和流体包裹体特征的斑岩矿床也可反演构造背景的差异。

浅成低温热液型矿床的特征之一是浅成(<2km), 故容易遭受风化破坏, 难以保存。目前发现的此类矿床基本限于新生代和中生代晚期, 古生代及其以前的浅成低温热液矿床只在中亚造山带被发现, 如西天山的阿希金矿(鲍景新, 2001; Chen *et al.*, 2003a)。然而, 包括西天山在内的中亚造山带被认为是强烈的造山、隆升区, 多数学者甚至认为现今的天山是中新生的第二代山脉, 古生代的山脉已被风化夷平(参见陈衍景, 2000, 评述及其引文)。如此以来, 中亚造山带浅成低温热液型矿床的幸存就成了一个不可思议的问题(Kerrich *et al.*, 2000)。我们认为, 中亚地区古生代浅成低温热液型成矿系统之所以幸存, 主要缘于中亚造山带的构造地质特征。尽管古生代以来中亚造山带造山作用强烈、隆升幅度较大, 但中亚造山带属于多块体拼合而成的增生型造山带, 在增生造山和后期内陆造山过程中, 块体之间差异显著, 势必有一部分块体相对稳定、升降幅度小, 使浅成低温热液型成矿系统得以保存。据此派生的结论应该是, 古老浅成低温热液矿床只能保存在多块体拼贴的增生型造山带, 是古老增生型造山作用的标志。事实上, 秦岭、喜马拉雅、阿尔卑斯等大陆碰撞型造山带, 虽然其造山时代年轻, 却很少发现浅成低温热液型矿床, 也反证上述结论的科学性。

5 主要结论

(1) 形成所有热液矿床的流体均可分为 3 个成因端元,

即改造热液、变质热液和岩浆热液。改造热液以低温、低盐度、低 CO₂ 含量为特征, 变质热液以中温、低盐度、高 CO₂ 含量为特征, 而岩浆热液则以高温、高盐度、高 CO₂ 含量为特征。岩浆热液矿床发育含多种子晶包裹体和高盐度富 CO₂ 的包裹体, 变质热液矿床发育低盐度富 CO₂ 包裹体, 改造热液矿床总体缺乏含子晶包裹体和富/含 CO₂ 包裹体, 大量发育水溶液包裹体。

(2) 多数热液矿床具有多阶段多因复成的特点, 中晚阶段的变质热液或岩浆热液成矿系统逐步演化为改造热液或受改造热液注入, 晚阶段的矿化、蚀变特征与改造型热液矿床相似。因此, 热液矿床的晚阶段流体及其蚀变、矿化特征不能用于判别矿床成因和类型, 只有早阶段的特征才可较准确地指示成因。

(3) 本文将热液金矿系统分为 5 类: ①浆控高温热液型, 即岩浆热液型, 包括斑岩型、爆破角砾岩型、铁氧化物型、夕卡岩型等; ②造山型, 即变质热液型; ③浅成低温热液型, 实为发生于陆相火山岩-次火山岩中的改造热液成矿系统, 可细分为高硫型和低硫型; ④微细粒浸染型, 又称卡林型或类卡林型, 实为发生于沉积岩中的改造热液成矿系统; ⑤热水沉积型, 即水下喷出地表的改造热液成矿系统, 包括 VMS 型和 SEDEX 型等。5 类成矿系统之间的成因和地质地球化学特征差异显著, 判别简便易行。

(4) 造山型成矿系统伴随区域性造山-变质和地区隆升过程而发育, 是地壳挤压造山的标志; 热水沉积型成矿系统发生在地壳拉张成盆过程, 记录了岩石圈拉张沉降的信息; 浅成低温热液型矿床形成于近地表环境, 只能保存在隆升-剥蚀较弱的造山带, 古生代或更早的此类矿床只能出现在增生型造山带; 与岩浆弧区相比, 大陆碰撞造山带的浆控高温热液型成矿流体系统具有更高的 CO₂/H₂O、K/Na 和 F/Cl, 并发育贫水蚀变和较强的碳酸盐化、萤石化; 与弧后盆岭省相比, 大陆碰撞造山带的微细粒浸染型矿床更易发育含 CO₂ 包裹体, 趋近于造山型矿床, 记录了地壳挤压造山过程。因此, 矿床及其包裹体是研究大陆动力学的理想探针。

(5) 在诸多矿床成因研究方法中, 矿床地质和流体包裹体研究是最基础和最准确的方法, 应是热液矿床成因研究不可缺少的内容。

致谢 作者们均曾有幸跟随涂光炽院士开展野外地质考察, 聆听先生教诲, 受益颇多, 感激之情溢于言表; 涂先生仙逝, 谨以此文哀悼和追忆! 在野外考察和实验室研究期间, 得到众多同行的帮助, 特此致谢!

References

- Bache JI. 1987. World Gold Deposits: A Geological Classification. New York: Academic Publishers Ltd
- Bagby WC and Berger BR. 1985. Geologic characteristics of sediment-hosted, disseminated precious-metal deposits in the western United

- States. *Reviews in Economic Geology*, 2, 169 – 202
- Baker T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97: 1111 – 1117
- Bao JX. 2001. Metallogenesis of the Axi and Aiken Epithermal Au/Cu Deposits. Ph. D. Dissertation, Peking University, 108 (in Chinese with English abstract)
- Barnes HL. 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York: John Wiley & Sons, 798p
- Barton MD and Johnson DA. 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization; *Geology*, 24: 259 – 262
- Berger BR and Henley RW. 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States. *Economic Geology Monograph*, 6: 405 – 423
- Bierlein FP, Groves DI, Goldfarb RJ and Dub B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Miner Deposita*, 40: 874 – 886
- Boyle RW. 1979. *The Geochemistry of Gold and Its Deposits*. Bulletin of Geological Survey of Canada, 280: 1 – 580
- Chen HY, Chen YJ, Ni P, and Zhang ZJ. 2004. Fluid inclusion study of the Sawyardun Au deposit in southern Tianshan, China: implication for ore genesis and exploration. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 46 – 54 (in Chinese with English abstract)
- Chen HY, Chen YJ, Ni P and Zhang ZJ. 2007. Chemical composition of fluid inclusions of the Sawyardun gold deposit, Xinjiang and its implications for metallogeny and exploration. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2189 – 2197 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 1998. Constraints and their mechanism on the petrogenic and metallogenic model for collision orogenesis. *Earth Science Frontiers*, 5(supp.): 109 – 118 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33: 1181 – 1196
- Chen YJ and Fu SG. 1992. *Gold Mineralization in West Henan, China*. Beijing: Seismological Press, 234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Sui YH, and Gao XL. 2001a. Fluid geochemistry of Tieluping Ag ore and its implications for the CPMF model. In: *Water-Rock Interaction 2001*, Lisse: Swets & Zeitlinger, 689 – 692
- Chen YJ, Zhang J, Liu CQ, and He SD. 2001b. The lateral source of the continental oil-gas, China: An extension and application of the CPMF model. *Geological Review*, 47(3): 261 – 271 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Bao JX, Zhang ZJ, Chen HY, and Liu YL. 2003a. Laumontitization as exploration indicator of epithermal gold deposits: A case study of the Axi and other epithermal systems in West Tianshan, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 22(4): 289 – 303
- Chen YJ, Sui YH, and Pirajno F. 2003b. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 551 – 568 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004a. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560 – 575
- Chen YJ, Zhang J, Zhang FX, Pirajno F, and Li C. 2004b. Carlin and Carlin-Like gold deposits in Western Qinling Mountains and their metallogenic time, tectonic setting and model. *Geological Reviews*, 50(2): 134 – 152 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F, and Qi JP. 2005a. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, in the Jiaodong province, eastern China. *International Geology Review*, 47: 530 – 549
- Chen YJ, Pirajno F, and Sui YH. 2005b. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 79: 106 – 119
- Chen YJ, Pirajno F, Qi JP, Li J, and Wang HH. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shanggong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China. *Resource Geology*, 56: 99 – 116
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F, Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: an overview. *Ore Geology Reviews*, 31: 139 – 169
- Dowling K and Morrison G. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 342 – 355
- Fan HR, Xie YH, Zheng XZ, and Wang YL. 2000. Ore-forming fluids in hydrothermal breccia-related gold mineralization in Qiyugou, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 16: 559 – 563 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Zhai MG, Xie YH and Yang JH. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Mineralium Deposita*, 38: 739 – 750
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG, and Robert F. 1998. Orogenic Au deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other Au deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13: 7 – 27
- Gu LX, Zheng YC, Tang XQ, Zaw K, Della-Pasque F, Wu CZ, Tian ZM, Lu JJ, Ni P, Li X, Yang FT, and Wang XW. 2007. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, N. E. China. *Ore Geology Reviews*, 30: 1 – 29
- Guo DS, Chen YJ, and Qi JP. 2007. Isotope geochemistry and ore genesis of the Qiyugou gold deposit, Henan; a synthesis. *Geological Review*, 53(2): 217 – 228 (in Chinese with English Abstract)
- Hagemann SG and Luders V. 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita*, 38: 936 – 952
- Hagemann SG and Cassidy KF. 2000. Archean orogenic lode Au deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 9 – 68
- Hedenquist JW, Arribas A, and Reynolds TJ. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4): 373 – 404
- Heinrich CA. 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. *Rev Miner. Geochem.*, 65: 363 – 387
- Hitzman MW, Oreskes N, and Einaudi MT. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58: 241 – 287
- Hofstra AH, and Cline JS. 2000. Characteristics and models for Carlin type gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 163 – 220
- Hu SX (ed). 1988. *Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between the North and the South China Plates*. Nanjing: Nanjing University Press, 558 (in Chinese)
- Hu SH. 2002. *Petrology of Metasomatic Rocks and Implications for Ore Exploration*. Beijing: Science Press, 264 (in Chinese)
- Kerrick R, Goldfarb RJ, Groves DI, Garwin S, and Jia YF. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China Series D*, 43 (supp): 1 – 68
- Khashgerel BE, Rye RO, Hedenquist JW, and Kavalieris I. 2006. Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au system, South Gobi, Mongolia. *Economic Geology*, 101(3): 503 – 522
- Li GM, Li JX, Qin KZ, Zhang TP and Xiao B. 2007. High temperature, salinity and strong oxidation ore-forming fluid at Duobuza gold-rich

- porphyry copper deposit in the Bangonghu tectonic belt, Tibet: evidence from fluid inclusions. *Acta Petrologica Sinica*, 23(5): 935 - 952 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Chen YJ, Liu YX. 2004. Typomorphic characteristics of pyrite from lode gold deposits in North China craton: implications for fluid mineralization. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 93 - 102 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Chen YJ, Li QZ, Lai Y, Yang RS, and Mao SD. 2007. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2144 - 2154
- Li N, Chen YJ, Lai Y and Li WB. 2007. Fluid inclusion study of the Wunugotushan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2177 - 2188
- Li QZ, Chen YJ, Xu DK, and Yang LQ. 2003. An experimental study of gold leaching from host minerals of Hadamengou gold deposit and its geological implications. *Mineral Deposit*, 22: 271 - 277 (in Chinese)
- Li SH, Han J, and Chai CX. 1998. The geological-geochemical feature and genesis of No 4 gold-containing breccia chimney of Qiyugou gold deposit, Henan Province. *Gold*, 19(7): 9 - 12 (in Chinese with English abstract)
- Li Z and Peters SG. 1998. Comparative geology and geochemistry of sedimentary-rock-hosted (Carlin-type) gold deposits in the People's Republic of China and in Nevada, USA. U. S. Geological Survey Open-file Report 98-466, 1 - 160
- Lindgren W. 1933. *Mineral Deposits* (4th Edition). New York: McGraw Hill, 930p
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K, and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press, 487 (in Chinese)
- Lu SM, Xu XC, Xie QQ, Lou JW, Chu GZ and Xiong YP. 2007. Chemical and stable isotopic geochemical characteristics of ore-forming fluid of the Shizishan copper and gold ore-field, Tongling, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 177 - 184
- Mehrabi B, Yardley BWD, and Cann JR. 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralisation at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34: 673 - 696
- Meinert LD. 1989. Gold skarn deposits: geology and exploration criteria. *Economic Geology Monograph*, 6: 537 - 552
- Mernagh TP, Bastrakov EN, Zaw K, Wygralak AS, and Wyborn LAI. 2007. Comparison of fluid inclusion data and mineralization processes for Australian orogenic gold and intrusion-related gold systems. *Acta Petrologica Sinica*, 23(1): 21 - 32
- Muntean J. 2003. Models for Carlin-type Gold Deposits. Society of Economic Geologists Beijing Gold Workshop, October 25 - 26, 2003, 118p. (Confidential document distributed in China University of Geosciences)
- Muntean JL and Einaudi MT. 2001. Porphyry-epithermal transition: Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology*, 96: 743 - 772
- Ni P, Tian JH, Zhu XT, Ling HF, Jiang SY and Gu LX. 2005. Fluid inclusion studies on footwall stringer system mineralization of Yangping massive copper deposit, Jiangxi province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1339 - 1346
- Peng RM, Zhai YS, Huang XF, Wang ZG, Wang JP, Shen CL and Chen XF. 2007. Mineralization response to the structural evolution in the Langshan orogenic belt, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 679 - 688
- Phillips GN, and Evans KA. 2004. The role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature*, 429: 860 - 863
- Pirajno F, and Bagas L. 2002. Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: a consequence of multiple mineralizing events?. *Ore Geology Reviews*, 20: 109 - 126
- Qi JP, Chen YJ, and Pirajno F. 2005. Geological characteristics and tectonic setting of the epithermal deposits in the northeast China. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 25(2): 47 - 59 (in Chinese with English abstract)
- Qi JP, Chen YJ, and Li QZ. 2004. The epithermal deposits in the northern margin of North China craton: spatiotemporal distribution and tectonic setting. *Journal of Mineralogy and Petrology* (Kuangwu Yanshi), 24(3): 82 - 92 (in Chinese with English abstract)
- Qi JP, Chen YJ, Ni P, Lai Y, Ding JY, Song YW and Tang GJ. 2007. Fluid inclusion constraints on the origin of the Lengshuibeiou Pb-Zn-Ag deposit, Henan province. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2119 - 2130
- Shao KZ. 1992. Characteristics Of Qiyugou gold deposits and their prospecting perspective geological setting. *Journal of Hebei College of Geology*, 15: 105 - 195 (in Chinese with English abstract)
- Shao SC. 1995. Genesis of the explosion breccia-type gold deposits and their emplacement mechanism as exemplified by the Qiyugou gold mine, Henan province. *Acta Mineralogica Sinica*, 25: 230 - 235 (in Chinese with English abstract)
- Su WC, Zhang HT, Xia B, Hu RZ, Zhou GF, and Xia Y. 2006. Visible gold in arsenian pyrite at the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China. *Acta Mineralogica Sinica*, 26: 257 - 260 (in Chinese)
- Su WC. 2002. Geochemical study of ore-forming fluids of Carlin-type gold deposits in southwestern margin of the Yangtze Block. Ph. D thesis, Graduate School of Chinese Academy of Sciences, 1 - 116
- Tu GZ. 1979. On multiple origins of ore deposits. *Geology and Prospecting*, (6): 1 - 5 (in Chinese)
- Tu GZ. 1987. *Geochemistry of Strata-bound Deposits in China* (Vol. 2). Beijing: Science Press (in Chinese)
- Tu GZ. 1988. *Geochemistry of Strata-bound Deposits in China* (Vol. 3). Beijing: Science Press (in Chinese)
- Tu GZ. 1986. On the formation of ore deposits by reworking, with remarks on the weakness of the present genetic classification of ore deposits. *Geochemical Collections*, Beijing: Science Press, 1 - 7 (in Chinese with English abstract)
- Tu GZ. 1990. On classification of primary gold deposits in China and exploration potential of different types. *Mineral Resource and Geology*, 4(1): 1 - 10 (in Chinese with English abstract)
- Tu GZ. 1994. *Current Progresses in Study of Gold Deposits in China* (first part of volume 1). Beijing: China Seismology Press, 1 - 4 (in Chinese)
- Tu GZ. 2003. *Mineralization and Ore Exploration*. Shijiazhuang: Hebei Education Press, 454 (in Chinese)
- Tu GZ and Li CY. 2006. On comparative metallogeny. *Geochemica*, 35: 1 - 5 (in Chinese with English abstract)
- Ulrich T and Heinrich CA. 2002. *Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina*. *Economic Geology*, 97: 1865 - 1888
- Ulrich T, Gunther D and Heinrich CA. 2002. The Evolution of a Porphyry Cu-Au Deposit, Based on LA-ICP-MS Analysis of Fluid Inclusions; Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 97: 1889 - 1920
- Ulrich T, Gunther D, and Heinrich CA. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399: 676 - 679
- Wang DZ, Ren QJ, and Qiu JS. 1998. *Geology and geochemistry of Mesozoic continental volcanism and related gold metallogenesis in East China*. In: Hu SX, Wang HN, Wang DZ, and Zhang JR (Eds.), *Geology and Geochemistry of Gold Deposits in East China*. Beijing: Science Press, 267 - 338 (in Chinese)
- White NC. 2003. *Epithermal Gold Deposits*. Society of Economic Geologists Beijing Gold Workshop, October 25 - 26, 2003, 118p. (Confidential document distributed in China University of Geosciences)
- Wu G, Sun FY, Zhao CS, Ding QF, and Wang L. 2007. Fluid inclusion

- study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenic belt, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9):2227 - 2240
- Xie YH, Fan HR, Li RM, and Wang YL. 1991. Fluid inclusion studies of Qiyugou exploration breccia-type gold deposit, Henan. *Acta Mineralogica Sinica*, 11: 370 - 376 (in Chinese with English abstract)
- Zaw K, Gemmell JB, Large RR, Mernagh TP, Ryan CG. 1996. Evolution and source of ore fluids in the footwall stringer zone, Hellyer VHMS deposit, western Tasmania; constraints from fluid inclusion microthermometry and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 10: 251 - 278
- Zhang FX, Chen YJ, Li C, Zhang J, and Ma JQ. 2000. Geological and geochemical character and genesis of the Jinlongshan-Qiuling gold deposits in Qinling orogen; Metallogenic mechanism of the Qinling-pattern Carlin-type gold deposits. *Science in China Series D*, 43 (Supp.): 95 - 107
- Zhai YS, Deng J, Tang ZL. 2002. *Metallogenic Systems of Paleocoastal Margin*. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Chen YJ, Li C, and Chen Y. 2001. Comparison of mass FIs analysis on mineral separates and in situ Raman analysis on individual FI; exemplified by the Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, Qinling Mountains. *Annual Report of Open Laboratory of Geochemistry and Lithosphere Dynamics (2000 - 2001)*, Petroleum University Press, Dongying, 185 - 187 (in Chinese)
- Zhang J, Chen YJ, Li GP, Li ZL and Wang ZG. 2004. Characteristics of ore geology and fluid inclusion of the Yindonggou silver deposit, Neixiang county, Henan Province; implication for metallogenic type. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 55 - 64 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Qi JP, Qiu JJ, You SN and Li GP. 2007. Compositional study on ore fluid of the Yindonggou silver deposit in Neixiang county, Henan province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9):2217 - 2226
- Zhang YH, Zhang SH, Han YG, Han J, Zhao YH, and Pirajno F. 2006. The adularia-calcite assemblage in Qiyugou gold-bearing breccia and its mineralization significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(1): 77 - 84 (in Chinese with English abstract)
- Zhu FS. 1989. Genetic classification of gold deposits in China and their fundamental characteristics. In: *Proceedings of International Symposium on Gold Geology and Exploration*. Shenyang: Publishing House of Northeast University of Technology, 12 - 20 (in Chinese).
- 附中文参考文献**
- 鲍景新. 2001. 阿希和艾肯浅成低温热液金铜矿床成因研究. 北京大学博士学位论文, 108
- 陈华勇, 陈衍景, 倪培, 张增杰, 2004. 南天山萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体研究. *矿物岩石*, 24(3): 46 - 54
- 陈华勇, 陈衍景, 倪培, 张增杰. 2007. 新疆萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体成分及其成矿和勘探意义. *岩石学报*, 23(9):2189 - 2197
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 234
- 陈衍景, 隋颖慧, F Pirajno, 2003b. CMF 模式的排他性证据和造山型银矿的实例: 铁炉坪银矿同位素地球化学. *岩石学报*, 19(3): 551 - 568
- 陈衍景, 张静, 刘丛强, 何顺东, 2001b. 试论中国陆相油气侧向源: CPMF 模式的拓展和运用. *地质论评*, 47(3): 261 - 271
- 陈衍景, 张静, 张复新, F Pirajno, 李超. 2004b. 西秦岭地区卡林一类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式. *地质论评*, 50: 134 - 152
- 陈衍景. 1998. 影响碰撞造山成岩成矿模式的因素及其机制. *地质前缘*, 5(增刊): 109 - 118
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33, 1181 - 1196
- 范宏瑞, 谢奕汉, 郑学正, 王英兰. 2000. 河南祁雨沟热液角砾岩体型金矿床成矿流体研究. *岩石学报*, 16(4): 559 - 563
- 郭东升, 陈衍景, 祁进平, 2007. 河南祁雨沟金矿同位素地球化学和矿床成因分析. *地质论评*, 53(2): 217 - 227
- 胡受奚(主编). 1988. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿. 南京: 南京大学出版社, 558p
- 胡受奚. 2002. 交代蚀变岩岩石学及其找矿意义. 北京: 科学出版社, 264
- 李光明, 李金祥, 秦克章, 张天平, 肖波. 2007. 西藏斑公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐度高氧化性成矿流体: 流体包裹体证据. *岩石学报*, 23(5): 935 - 952
- 李晶, 陈衍景, 刘迎新. 2004. 华北克拉通若干脉状金矿的黄铁矿标型特征与流体成矿过程. *矿物岩石*, 24(3): 93 - 102
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型. *岩石学报*, 23(9): 2144 - 2154
- 李诺, 陈衍景, 赖勇, 李文博, 2007. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9):2177 - 2188
- 李强之, 陈衍景, 徐登科, 杨理勤, 2003. 内蒙古哈达门沟金矿床单矿物金浸取实验研究及其地质意义. *矿床地质*, 22(3): 271 - 277
- 李世华, 韩军, 柴春新. 1998. 河南祁雨沟金矿四号含金角砾岩筒地质地球化学特征及成因. *黄金*, 19(7): 9 - 12
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社: 487
- 倪培. 2005. 江西永平铜矿下盘脉状矿化的流体包裹体研究. *岩石学报*, 21: 1339 - 1346
- 彭润民, 翟裕生, 韩雪峰, 王志刚, 王建平, 沈存利, 陈喜峰. 2007. 内蒙古狼山造山带构造演化与成矿响应. *岩石学报*, 23: 679 - 688
- 祁进平, 陈衍景, Pirajno F. 2005. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景. *矿物岩石*, 25(2): 47 - 59
- 祁进平, 陈衍景, 李强之, 2004. 华北克拉通北缘浅成低温热液矿床: 时空分布和构造环境. *矿物岩石*, 24(3): 82 - 92
- 祁进平, 陈衍景, 倪培, 赖勇, 丁俊英, 宋要武, 唐国军, 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 23(9):2119 - 2130
- 邵克忠. 1992. 祁雨沟地区爆破角砾岩型金矿成矿条件和找矿方向研究. *河北地质学院学报*, 15: 105 - 195
- 邵世才. 1995. 爆破角砾岩型金矿床的成因及其定位机制. *矿物学报*, 15(2): 230 - 235
- 苏文超, 张弘毅, 夏斌, 张兴春, 胡瑞忠, 周国富, 夏勇. 2006. 贵州省水银洞卡林型金矿床首次发现次显微-显微可见自然金. *矿物学报*, 26: 257 - 260
- 苏文超. 2002. 扬子地块西南缘卡林型金矿床的成矿流体地球化学研究. 中国科学院研究生院博士学位论文, 1 - 116.
- 涂光炽, 李朝阳. 2006. 浅议比较矿床学. *地球化学*, 35: 1 - 5.

- 涂光炽. 1986. 论改造矿兼评现行矿床成因分类中的弱点. 地球化学文集, 北京: 科学出版社, 1-7
- 涂光炽. 1990. 我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景剖析. 矿产与地质, 4(1): 1-10
- 涂光炽. 1994. 中国金矿研究新进展, 第一卷上篇. 北京: 地震出版社, 1-4
- 涂光炽. 2003. 成矿与找矿. 石家庄: 河北教育出版社, 454
- 涂光炽. 1979. 矿床的多成因问题. 地质与勘探, (6): 1-5
- 涂光炽. 1987. 中国层控矿床地球化学(第二卷). 北京: 科学出版社
- 涂光炽. 1988. 中国层控矿床地球化学(第三卷). 北京: 科学出版社
- 王德滋, 任启江, 邱检生, 1998. 中国东部与中生代陆相火山作用及其有关金成矿的地质学和地球化学. 见: 胡受奚, 王鹤年, 王德滋, 张景荣(主编), 中国东部金矿地质学及地球化学. 北京: 科学出版社, 267-338
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 丁清峰, 王力, 2007. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9): 2227-2240
- 谢奕汉, 范宏瑞, 李若梅, 王英兰. 1991. 河南祁雨沟爆破角砾岩型金矿床包裹体研究. 矿物学报, 11(4): 370-376
- 翟裕生, 邓军, 汤中立. 2002. 古陆边缘成矿系统. 地质出版社, 384
- 张静, 陈衍景, 李超, 陈勇. 2001. 流体包裹体群体分析和激光拉曼单体分析的比较. 地球化学与岩石圈动力学开放实验室年报(2000-2001), 石油大学出版社, 185-187
- 张静, 陈衍景, 李国平, 李忠烈, 王志光. 2004. 河南内乡县银洞沟银矿地质和流体包裹体特征及成因类型. 矿物岩石, 24(3): 55-64
- 张静, 祁进平, 仇建军, 尤世娜, 李国平. 2007. 河南省内乡县银洞沟银矿床流体成分研究. 岩石学报, 23(9): 2217-2226
- 张元厚, 张世红, 韩以贵, 韩军, 赵英豪, F Pirajno. 2006. 祁雨沟含金角砾岩筒中的冰长石-方解石组合及其矿床地质意义. 岩石矿物学杂志, 25(1): 77-84
- 朱奉三. 1989. 中国金矿床的成因类型划分及基本特征研究. 国际金矿地质与勘探学术会议论文集. 沈阳: 东北工学院出版社, 12-20