

流体研究与找矿预测*

Fluid Study and Scientific Prospecting for Ore Deposits

王安建 金巍 孙丰月

(长春科技大学, 长春)

银剑钊

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

提 要: 论述了流体研究现状、流体活动与矿床形成的关系, 提出地壳不同深度层次分布有形成于不同时代、并以不同形式存在的流体库, 强调汇聚型板块构造边界是流体活动和成矿的最有利构造环境; 讨论了将热液型矿床和大型蚀变带作为古老流体系统活动“化石”记录研究的对象和方法, 指出流体排放系统是矿质沉淀的最有利部位, 通过流体研究指导成矿预测要研究流体产生、聚集、运移、萃取成矿物质、循环释放卸载成矿的全部过程, 再造古流体系统, 恢复并确定其排泄部位; 提出了解决热液型矿床“空间定义域”和“边界条件”的判定问题。

主题词: 流体研究 矿床成因 科学找矿 思路与方法

科学的进步和现代高新技术的应用, 使地球科学家们面临着如何更迅速有效地发现新的矿床类型和找寻到那些已知类型隐伏矿床的问题。

70年代经济价值巨大的斑岩型铜矿床和块状硫化物矿床的发现, 80年代奥林匹克坝型 Cu-U-Au 矿床和绿岩型金矿(脉状金矿)储量规模的确定等, 都一度使全球矿业界为之震惊。这些矿床的成因研究及其成矿模式和找矿模型的建立, 极大地丰富了成矿理论, 并使矿业界繁荣昌盛。然而, 进入90年代以来, 随着科学研究水平的进一步提高, 这种找矿方法和思路在实践中显得越来越无能为力。近年来的科学研究使地质学家们注意到: ①许多大型特别是超大型矿床似乎具有“独一无二”的特征, 用类比找矿方法指导找矿往往难以奏效; ②“类比法”对于指导新类型矿床在其空白区的找矿效果较好, 但当这些矿床在新区一旦被发现后再进一步指导找矿往往就显得力不从心。目前, 我国许多地区就是如此, 这些地区矿床类型齐全、矿点星罗棋布, 然而却是满天星星不见月亮。国内外可类比的“模式”和“模型”不计其数, 尽管一一对号, 但仍然找不到座位。这在某种意义上说明“类比法”指导找矿具有阶段性限制的特点; ③“类比法”找矿不利于新类型矿床的发现, 有时甚至会使人们的思想受到某种束缚, 进而阻碍新类型矿床的发现。出现这些问题的原因, 首先是因为已经建立的矿床成因模式或找矿模型存在科学性问题的。近年来, 受“三多”(多源、多期、多成因)观点影响, 许多矿床的成因模式研究从非此即彼的极端走到了亦此亦彼的另一极端, 从而降低了某些模式类比找矿的科学性和可信度。其次是机械地使用“模式”进行简单类比的问题。类比法指导找矿需要地质背景和构造背景的相似性并满足模式应用所需要的边界条件, 只有在充分理解模式或模型内涵的基础上应用其指导找矿才可能会避免出现问题或少出问题。实质上, 地质作用的不可逆性和地质作用空间的不均一性恐怕是限制类比法找矿深入的关键所在。地球早期的岩石圈、大气圈和水圈组成与现代的具有重要差别, 许多过去曾发生过的地质作用在地球的演化历史中没有再现过。BIF 型铁矿和兰德型金矿在显生宙没有再现就是一个很好的例证, 至少这在很大程度上限制了“将今论古”这一类比思想应用的时间范畴。现代地质研究表明, 地质作用在空间上的不均一性不仅涉及地壳, 而且涉及了地幔。因此, 类比法找矿受地球发展阶段和地域限制也

* 地矿部科技司学科生长点项目资助(编号: 97-生-04)

王安建, 男, 1953年生, 博士, 教授, 矿床学专业。邮政编码: 130061

1997-02-06收稿, 1997-05-26修改回

就不足为奇了。显然，地球科学家在不断补充和完善类比法找矿的同时，还要不断开拓新思路 and 寻找新方法，以满足新形势下找矿预测的需要。

本文就试图通过现代流体系统和古老流体体系活动“化石”记录——大型蚀变带的研究，来探讨解决某些矿床特别是隐伏矿床的科学找矿和预测问题。

1 流体研究概述

流体 (Fluid) 一词涵义相当广泛。流体力学根据物质所承受应力大小与应变率的关系来区分流体和固体，并将流体分为牛顿流体和非牛顿流体。物质能否发生流动主要取决于物质所处的温度、压力和度量它们时间尺度的大小。从这个意义上说，流体是一个相对的概念。Gove 曾强调指出^[8]：流体是一种在任何微小应力作用下可以改变其形态并呈现容器外形的物质，它包括气体、液体以及某些塑性体和可流动的固体与液体的混合物。显然，这个定义也包括了岩浆等众多物质，因此有必要从地球科学角度对其所讨论的流体赋予一个明确的概念。根据流体力学理论，在给定应力条件下流体流动（或变形）的难易程度取决于粘度。人们习惯于使用粘度帕 (Pa·S) 作单位来度量流体的流动属性。水的粘度大约为 10^{-3} Pa·S，稠的原油的粘度约为 0.1 Pa·S，超过 1100℃ 的玄武岩浆的粘度为 $10^2 \sim 10^3$ Pa·S，花岗岩浆的粘度为 $10^9 \sim 10^{11}$ Pa·S，大多数固体和岩石的粘度大于 10^{14} Pa·S。本文讨论的流体系指粘度不大于 1 Pa·S（粘度低于稀薄岩浆）的牛顿流体，它包括气体、液体和矿床学讨论的狭义的流体，而不包括岩浆熔融体。其主要化学组成为： H_2O 、 CO_2 ，卤化物， H_2S 、S、 SO_2 、 SO_3 以及 O_2 、 CH_4 、 NH_3 等。

自《地壳中流体》一书出版以来^[9]，流体研究已成为地球科学家们瞩目的重要课题。近 20 年来，这一研究领域积累了相当可观的资料并获得了可喜的进步。科学家们很早以前就认识到沉积物在成岩压实作用过程中通过孔隙减少可以释放出相当于沉积物体积 50% 的水。岩石中的孔隙水，（显微）裂隙水，含水矿物中的结晶水、结构水随着温度、压力的升高通过重结晶作用、脱水反应和矿物间相互反应而释放出来。Fyfe 等^[9]很早就通过相图阐述了当含水矿物蒸汽压力曲线与地热梯度曲线相切时使该矿物脱水（挥发分），岩石或矿物固相曲线与地热梯度曲线相切时矿物或岩石重熔的基本原理，并总结了不同岩类在不同地热梯度条件下脱水的温度、水量和重熔极限温度。这为判定不同构造环境下流体产生的条件和数量提供了理论依据。

另一方面，随着先进的同位素测定仪器的问世，流体的示踪系统日趋完善。目前，氢、氧和碳同位素已经能够很好地标定地球已知各种来源的流体，如海水、天水、岩浆水、变质水和地幔初生水的基本组成。尽管岩浆水与幔源初生水及变质水在同位素成分上部分相互重叠，但借助于 Pb、B、Rb、Sr 同位素成分，流体的组成和微量元素——大离子亲石元素 (LILE) 特点，结合地质背景仍然可以判别其可能来源。应该指出，近年来以矿床成因研究为先导的流体成分研究积累了相当可观的资料。在这些众多的资料中除了认识到部分成矿流体具有两种或两种以上流体混合的特点外，值得注意的是一种无属性流体的识别。这种特殊的流体表现出脉状金矿分带区主要背景岩石所具有的同位素和微量元素特征^[1]。Cox 也注意到这种具有特殊成因和来源的流体的存在^[10]。它们很可能是成分上受高流体-岩石比率缓冲和深部地质作用的一类流体^[11,12]。显然，这种流体的研究应该成为地壳流体研究的重要组成部分。

事实上，流体的研究已经不仅仅限于地壳，近年来地球流体循环活动系统的研究逐渐成为流体研究的重点问题之一。目前，已经识别出两个不同层次流体循环活动系统：①以地球岩石圈、水圈和大气圈为背景的流体循环活动系统（图1）；②以特殊构造环境为背景的流体循环活动系统。这一系统包括离散型板块构造边界——大洋中脊和大陆裂谷内的流体循环体系，以及汇聚型板块构造边界——俯冲带、弧-沟体系内的流体循环系统。它们包括了以黑、白烟囱为特征的洋底及海底热泉系统、天水下渗循环系统、盆地内流体循环系统等等。全面地了解这些循环系统对于深刻地认识地球各圈层，特别是岩石圈不同深度层次流体的来源、组成、产生机制、赋存形式和循环（释放）机制以及这些流体与矿产资源（石油、天然气、固体矿产）形成的关系，它们对地球动力学过程，对环境、地质灾害（火山、地震、滑坡等）的影响和作用具有重要意义。

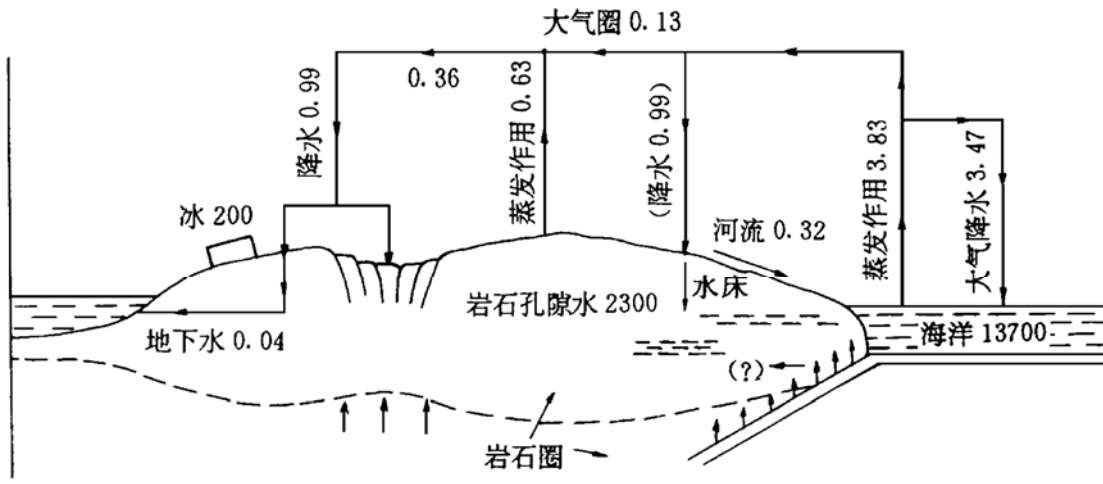


图1 大气圈、水圈、岩石圈流体循环系统

(据 Fyfe 等1978年资料修编。单位： 10^{20} g/a)

以俯冲带流体循环系统为例,洋壳的质量为 7×10^{24} g,而大洋中脊洋壳的生成速率为 $10 \text{ km}^3/\text{a}$ (即 3×10^{16} g/a)。这样根据板块构造理论,一个全新洋壳生成或古老洋壳俯冲完全消失的周期大约为 200×10^6 a 左右。如果上部洋壳为沸石或葡萄石相变质(相对多孔隙),下部洋壳为绿片岩相至角闪岩相变质,且平均含 H_2O 3%的话,那么,每年俯冲进入地壳或地幔中的水量为 10^{15} g。倘若考虑海洋的质量为 7.4×10^{24} g,按这种俯冲速率,整个海洋大约会在10亿年的时间内全部俯冲进入岩石圈不同深度层次而消失殆尽。显然,大洋水如果不按照质量平衡的原理通过某种途径往返回地表的话,地球上的海洋在很早以前就消失了。可以推断,汇聚型板块构造边缘是流体循环最重要的构造环境,也是地壳流体活动最强的地域。各类岩浆侵位、火山喷发、构造活动应该是把俯冲到不同深度层次流体带回到地表的重要机制。然而,有资料表明^[10],火山喷发活动带回到地表的流体不足其总量的1/6。由此就产生了以下问题:进入到岩石圈内的大量流体到哪里去了?它们是如何聚集、保存和释放的?

岩石圈地幔中流体的存在已经为幔源矿物中流体包裹体的发现以及幔源岩石包体中交代作用的存在所证实^[14,15]。这些流体以C-H-O成分为特征^[16,17]。它们中的一部分来自于组成地球固有物质在地核或地幔的脱挥发分作用^[18,19];另一部分来自于含水洋壳的俯冲带入^[17,20]。Scambelluri 等^[21]强调,蛇绿岩楔状体内蛇纹石化橄榄岩的俯冲作用是把水带入地幔深处的有效机制之一。正如已经估计的那样^[9,13,22],洋壳俯冲每年可将大约 10^{15} g 的水带到岩石圈的不同深度。这些水能否被带到地幔取决于俯冲洋壳的成熟度、俯冲速度和俯冲带的倾斜角度。Thompson 和 Pecock^[23~25]指出,成熟洋壳(大于 50×10^6 a)俯冲或快的俯冲速度可避免洋壳本身过早脱水使其自身及上地幔发生部分熔融,有利于流体进入地幔。成熟度低的洋壳($10 \times 10^6 \sim 20 \times 10^6$ a)和洋壳缓慢地俯冲将会使洋壳在进入地幔之前,在地壳不同深度层次上脱水或发生重熔从而阻碍流体进入地幔。至于进入地幔流体的上升运移机制,目前还处于感性认识阶段,幔源岩浆活动、超壳断裂的存在和地幔羽的形成都可能成为流体上升运移的途径。最近,孙丰月等^[2]提出了幔源流体分异形成黄斑岩脉的观点,银剑钊(1997)提出了富含碱质的幔源流体对高含金量的古老变质岩系进行交代形成诸如东坪型金矿床等之类的所谓碱质岩型金矿床的新思路。

地壳中的流体十分复杂,除岩浆中的流体外,以流体库形式存在于地壳不同深度层次的流体是重要的流体类型之一。

下述研究成果和认识将有助于我们对地壳中流体库存在的理解:

(1) 许多构造环境具备使流体到达地壳一定深度的机制:前已述及,在汇聚型板块构造边缘,冷的洋壳

和快速的俯冲可将海水带到地幔,当洋壳成熟度很低或俯冲速度很慢、俯冲角度很大时,组成洋壳含水矿物的蒸汽压力曲线将与地热梯度曲线相切,使洋壳中的流体在到达地幔之前释放于地壳的不同深度层次。Bekins 等通过俯冲带增生棱柱体的脱水计算指出^[26],其脱水速率取决于:①沉积物增生速率;②增生棱柱体倾斜的角度;③增生片体的厚度。其中增生棱柱体倾斜的角度对脱水作用极为敏感,高角度楔状体差不多可以在20 km(弧形距离)时仍保留一部分水在棱柱体内。显然,俯冲带具备使海水进入地壳不同深度层次的机制。

另一方面,在拉伸拆离构造体制内,下渗天水可到达地壳相应深度已经有所报道^[27]。尽管 Reyleigh-Darcy 定律对渗滤深度有限制,但来自矿床学方面的同位素研究资料表明这种流体至少可下渗到地壳15 km 的深度。至于地壳深部埋深变质作用的脱水或脱挥发分作用在地壳不同深度产生流体也是不言而喻的。

(2) 地壳内具备使流体聚集并长期保存的条件:科学家们对形成于1.2亿年(甚至4亿年)前的石油、天然气能够保存至今肯定不会感到奇怪,但是如果说地壳内保存有大于1亿年的流体库,可能就不会那么容易为人们所接受。Thompson 等的研究成果表明^[28],当围岩的渗透率很低时,变质成因的流体可在适当的场合保存 100×10^6 a。事实上许多热液矿床形成时的持续时间大于 50×10^6 a^[29,30],这说明地壳中流体的聚集和长期保存是可能的。

Fyfe 等^[9]在很早以前讨论地壳中流体时就提出过“水床”(water sill)的概念,他指出,地壳不同深度层次内存在有若干由相对不透水的泥岩、页岩、蒸发岩或其它属性岩石组成的隔档层,由于它们的存在造成流体压力梯度变化甚至局部超静水压力梯度的产生,这使流体缓慢地在隔档层之下聚集,形成地下“湖”或“水库”。他还强调在理想条件下这种流体库可达60 m 厚,而多数情况下形成几米厚的水床,并从弹性理论角度论证了“水床”的形态、稳定性、水的排泄条件、排泄速度、水床的再生以及若干水床之间的联系等问题。事实上,造成地壳中流体库存在的隔水层并非仅仅局限于泥岩、页岩和蒸发盐岩等,中下部地壳变质岩系内水-岩作用强度的差异等也可以改变岩石的渗透性而形成相对不透水的隔档层。

Cox 等^[10]强调指出,使超静水压力梯度产生的区域性展布的低渗透能力阻水层的存在,不是岩性造成的而是变形的结果;影响流体聚集循环模型的两个重要因素是渗透性和流体压力梯度的变化。

流体压力梯度本身受地壳的渗透性构造、流体源的分布和流体供给率的影响。流体压力与渗透性之间存在有复杂的反馈。超静岩压力的流体压力可能通过产生宏观水压裂隙提供渗透性^[10]。近静岩流体压力和非静水压力的应力也可以通过颗粒量级的扩容和宏观剪切破裂增加流体的渗透性^[31]。Cox 等^[10]认为区域变质和变形作用发生期间地壳不同深度层次发育有低渗透性的压力封闭区(层),即阻水层。它们自身构成流体分隔间并在剖面上将地壳分隔成若干个流体体系。超静岩流体压力和水压裂隙可能在分割间的上部层次达到或形成(图2),从而构成流体库。这种流体分割间的厚度变化于100 m 至数千千米之间,并取决于岩石强度的大小。

(3) 地壳内不同深度层次可能保留有不同时代形成的流体库:现代大陆边缘或古老汇聚型大陆构造边界构造环境、地壳不同深度层次内陆续发现的低速、高导层或某些地震反射面提供了这方面的重要线索,结合超深钻资料,这些反射面多被解释为富含水且成因复杂的构造滑脱带。有关研究表明,这些滑脱带的渗透性高于其围岩几个数量级^[32],是很好的流体蓄积场所。Tobin 等^[33]指出,相当于静岩压力86%~96%的流体压力会降低地震波速并足以产生地震反射面。Fisher 等的资料表明^[34],滑脱带的流体压力相当于静岩压力,这说明滑脱带中的流体在没有外来应力作用的情况下是可以得到保存的,同时也暗示处于地壳不同深度层次的某些地震反射面可能是富含水的滑脱带。

(4) 某些热液型矿床、大型蚀变带、大型脉体群(碳酸盐脉群、石英脉体群、长英脉体群或它们的混合体)和韧性剪切带是古老流体库中的流体活动的产物;这些地质体作为“化石”记录了古老流体活动的过程和结果,而且它们就是地壳不同深度层次古老流体库的残骸或露头,是古老流体研究的主要对象。之所以把韧性剪切带作为流体活动的化石记录,是因为:①形成于中部地壳结晶岩系中的韧性剪切带都被大量的流体渗滤过^[35~40];②韧性剪切带内分布有大量水-岩作用产生的含水矿物;③韧性剪切带形成的糜棱岩化过程代表了矿物粒度减小、表面积增加(孔隙度增大)的重结晶作用的逆过程,即吸水过程。

实际上,赋存于沉积盆地之中以及含油气构造内的油气矿床本身就是分布于地壳浅部的一种流体库,而现代热泉则是地壳浅部层次另一类型流体库的一种“露头”。

地壳中流体活动与变形作用之间相互制约关系的研究越来越受到关注^[34,41]。此外,流体的研究还有效地促进了人们对古环境和古气候的认识^[3,42~45]。目前,流体研究的应用领域还在不断扩大。我们有理由相信,地球中流体研究的实际意义将远远超过我们现有的理解能力和认识程度。

2 流体研究与矿床成因

应该说,地壳中流体的研究始于经济地质学家对有关矿床成因的探索。作为流体的一个类别,分布于地壳浅部沉积盆地中的石油、天然气的生成、运移、聚集和保存研究,已经积累了大量资料并形成了较为系统和完善的理论体系。近年来,被认为是当今世界经济价值最大的四类矿床(块状硫化物矿床、斑岩型铜(钼)矿床、密西西比型铅锌矿床和脉状金矿床)的成因研究,促进了不同构造环境和地壳不同深度层次流体循环系统研究的深化。

2.1 与块状硫化物矿床成因有关的流体研究

这里将以塞浦路斯型^[4]和黑矿型^[5]块状硫化物矿床为例。塞浦路斯型块状硫化物矿床在平面上呈碟形就位于古老洋壳上部的枕状玄武岩内,其成矿流体为进入刚生成洋壳经深部循环的海水,流体温度介于220~350℃之间。塞浦路斯块状硫化物矿床的发现和成因研究,促使科学家们开始考虑在现代洋底寻找热液活动的证据。1981年,一个研究小组在东太平洋的洋隆上发现了后来闻名于世的黑烟囱和白烟囱,毫无疑问,这是现代成矿作用的一个典范。科学家们为此建立了该类矿床的流体循环系统(图3a)^[4],即补给带海水渗滤进入热洋壳深部,同时萃取洋壳中的有用物质,并在排泄带(释放带)卸载沉积有用物质而成矿。

黑矿型矿床的成矿流体也来自海水,其成矿温度为200~320℃。海水在循环过程中被加热并淋滤火山岩中的有用物质在流体排泄口处卸载成矿。已经建立的流体循环系统(图3b)^[5]较好地解释了矿石组构以及矿体的空间分带现象,并成功地指导了该类矿床的找寻。

2.2 与脉状金矿成因有关的流体研究

脉状金矿床的成因研究极大地促进了地壳不同深度层次乃至地幔流体的生成、聚集、迁移和释放机制的研究。以前积累的有关资料表明,此类矿床的成矿流体包括天水、海水、岩浆流体、变质流体、地幔流体和蓄积于地壳不同深度层次流体库内的“无属性流体”等。

天水垂向循环形成脉状金矿床、低温金-银矿床以及卡林型层控矿床(图3c)这一认识,得到了流体包裹体、同位素成分、测温资料以及矿床所处地质背景的证实^[27,46]。

海水参与形成的脉状金矿主要分布于汇聚型板块构造边缘、俯冲带之上的弧前环境。大洋板块高角俯冲造成洋壳及其沉积物在地壳中浅层次脱水并淋滤洋壳岛弧火山岩系中的金,在地壳隆升阶段迁移、释放使其沉淀成矿。我国五台山地区太古宙脉状金矿流体包裹体、氢、氧和碳同位素资料有力地支持了这一认识^[6]。

变质脱挥发分产生的变质流体聚集在绿片岩相和绿片岩相-角闪岩相转换带或更浅部释放形成脉状金矿

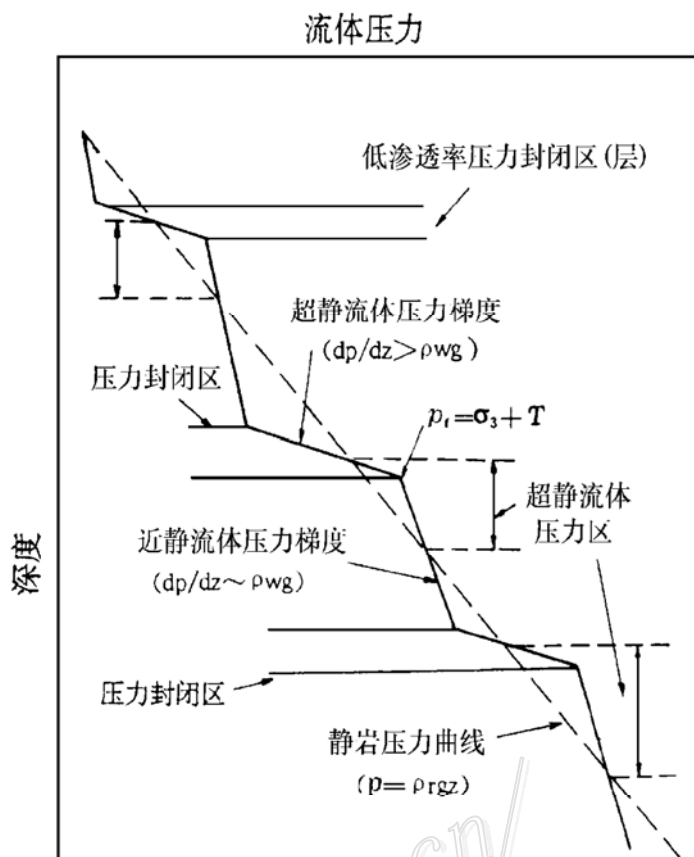


图2 流体压力分布图

(据 Cox 等, 1990年资料修编)

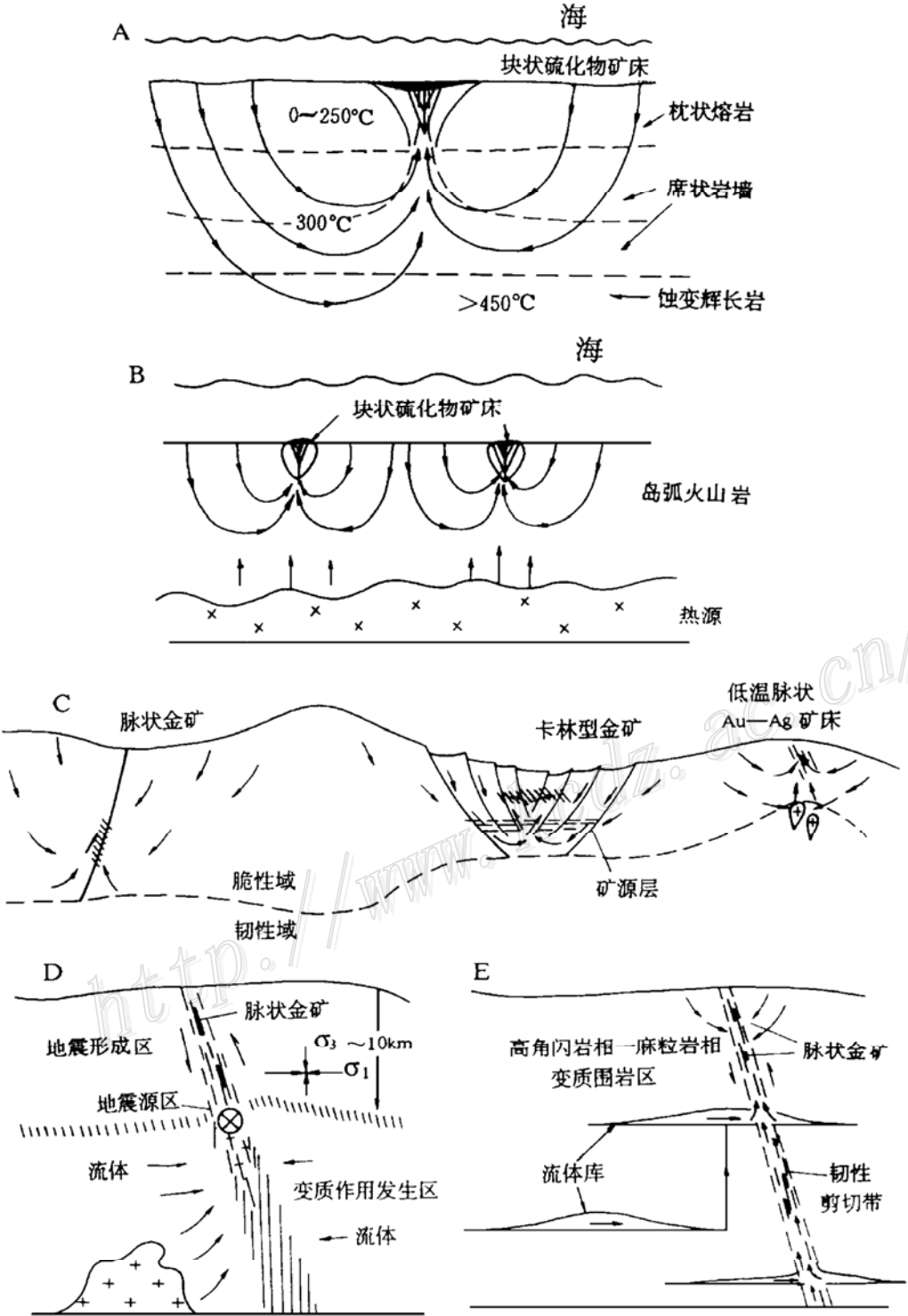


图3 流体活动与矿床成因

(A. 引自 Hutchison,1983; B. 引自 Sawkins,1984; C. 据 Nesbitt,1988资料修编;
D. 引自 Sibson, 1988; E. 据王安建,1996)

的理论倍受推崇^[47~51]。Sibson^[52]提出了变质流体运移的断层阀模型(图3d),认为高角度逆断层作为阀门促进了流体压力由超静岩压力到静水压力的周期性波动,活动断层只出现在流体压力超过静岩负载的地段,地震

断裂在破裂带内造成裂隙的高渗透性允许深部压力库中的流体突然间发生排泄,成矿物质的沉淀或热液自身的封闭,导致流体压力的积蓄和周期性重复,从而构成一个完整的流体运移体系。脉状金矿床则形成于大量流体释放的排泄部位。

“无属性流体库”流体释放卸载的成矿思想始于70年代末期,80年代中期,张秋生^①明确提出了大陆边缘古老地壳内含金液态矿源层的概念。而所谓无属性流体,实际上并非没有属性,只不过是来源复杂的流体在较高温度下由于较长时间的封存使其同位素组成和微量元素特征与其饱和的围岩达到化学平衡而失去了其原始“记忆”罢了。王安建在研究冀东地区的金矿床成因时曾提出了“特殊流体”的概念^[1]。这种流体是由于流体压力梯度使岩石中的孔隙水缓慢渗滤到某些“隔水层”之下聚集的结果,也可以是变质脱挥发分的产物。缓慢的渗滤作用、长时间的封存和较高的温度使其有条件高效率地萃取其所饱和岩石中的金,并使其达到矿源层的水平。地壳的变形或快速隆升作用可以使流体沿断层释放卸载或依靠自身能量形成水压裂隙成矿。辽宁排山楼金矿床就是无属性流体库流体释放的产物^[7]。

地幔脱CO₂等挥发分产生流体搬运矿质形成金矿床的学说大概始于 Colvine^[51],并为不少学者所认可和发展。

3 讨 论

对地球流体循环系统的基本认识,使我们有充分的理由优先把热液矿床的预测工作集中在流体活动量最大和最频繁的汇聚型板块构造边界。这种构造环境不仅具有使地表流体进入到地壳不同深度乃至地幔所需要的各种机制,而且具备使流体循环上升到地表或地壳浅部的各类岩石和构造条件——岩体侵位、火山喷发、各种构造裂隙。块状硫化物矿床、斑岩型矿床以及脉状金矿床集中形成或就位在这种构造环境中这种事实本身,就为矿产资源的找寻明确了方向。

应该强调指出是,无论是块状硫化物矿床、脉状金矿床,还是人们熟知的斑岩型矿床和盆地封存卤水运移、沉积的密西西比型铅锌矿床,其成矿流体的产生、聚集、运移、萃取成矿物质、循环或释放卸载,是矿床形成的关键所在,矿质沉淀于流体运移系统流量最大、水-岩作用最强烈的排泄系统及其附近,似乎是一个具普遍性的规律。因此,通过追溯流体产生至成矿的全过程和再造古流体系统,恢复并确定其排泄部位,可以预测矿床或矿体的位置。

流体的活动具有多期性和普遍性的特点,而与成矿有关的流体仅仅是其中的一部分。因此,科学地鉴别成矿与非成矿流体系统,就成为开展区域成矿潜力评价、进行科学找矿预测的重要条件。而通过对流体包裹体中成矿及其伴生元素的种类、含量和组分特点(如稀土元素等)进行研究,同时结合成矿物理化学条件的分析等,就有可能鉴别出成矿与非成矿流体系统,并付诸找矿实践。

在开展这项工作之初,首先应该在已知矿区或矿化集中区内系统研究流体包裹体的成矿金属组分,以建立能够客观反映矿化类型、规模及矿化强度的系统标志,并作为比较标准推广到未知地区,以达到鉴别成矿与非成矿流体系统、进而确定成矿靶区的目的。

总之,通过流体研究指导找矿预测的主要思路,就是要通过流体作用产物的系统研究,即古成矿流体系统规模、流体流向、流量、水岩反应强度和温度时空变化等规律的探究,再造其生成、聚集、运移、萃取和释放成矿物质的全过程,确定其排泄系统。

目前,流体研究与找矿预测这一崭新领域还处于探索之中,因而还没有成型的方法可资推广应用。综合国内外有关研究,本文倡导下述4种方法:

(1) 流体测温、压法:这一方法首先要求我们对流体活动的期次和阶段进行科学鉴别,在此基础上汇总不同期次流体的温、压资料,并制成等值线图,以反映流体活动系统的规模、流体运移通道、流向,最终确

① 环太平洋成矿作用讨论会, 1987, 长春

定其排泄系统位置, 进而达到找矿预测的目的。

毫无疑问, 在实施这一方法时, 若能与其它矿化信息(如矿体厚度、矿石品位等)相结合, 效果就会更佳。

(2) 选定单元内的同位素填图: 这一工作应主要围绕矿带或矿田内大型蚀变带进行, 比例尺根据所要解决问题的难易程度和要求而定。一般是使用全岩氧同位素资料并配以适量的全岩化学分析资料, 必要时可配合流体包裹体成分以及各种同位素资料等。通过编制这类图件可以判定: ①流体活动阶段; ②水-岩作用强度及其空间分布; ③流体温度变化及流向; ④流体流量空间变化; ⑤推断流体位置, 进而确定水岩作用强度最大、流量最多的排泄系统的位置, 指导找矿。

(3) 质量平衡计算-制图: 许多学者都应用过氧同位素制图方法来讨论矿床成因和找矿问题^[53~55]。该方法要求在岩石学和矿物学研究的基础上, 对较大范围内分布的蚀变岩进行常量和微量元素(LILE、HFSE、REE、PGE)测定, 确定对比标准, 以定量计算流体活动过程中某些组分质量的丢失和获得情况。这一方法有助于查明: ①流体的来源; ②温度变化; ③水-岩比值的空间分布; ④水岩反应强度; ⑤不同位置各类组分质量获得和丢失情况, 进而再造古流体系统。Babcock, Grant 和 Maclean 等^[56~60]较系统地介绍了质量平衡计算方法及其应用情况。Barrett^[61]则使用这一方法识别了两期流体活动产物, 成功地再造了加拿大 Noranda 地区块状硫化物矿床形成的流体循环系统, 并指出 Fe+Mg 质量获得、高的流体温度和高水-岩比值区是找矿的优选靶区。

(4) 多学科方法综合: 运用地质、地球物理、地球化学等多种方法对某一地质体进行系统研究, 已经成为一种趋势。多种方法的采用可以相互补充互为印证, 有助于在三度空间上深化对一个地质体的认识。就地球物理方法而言, 重、磁、电、震方法之间的协调应用, 将会对地壳不同深度已知物性地质体在三度空间的分布特征有一个较为深刻的了解。显然, 这些方法将在今后探查封存于地壳不同深度“流体库”的存在和展布规律方面发挥积极作用。

值得指出的是, 以往用于找矿的重、磁、电法多注重于高密、高磁和高导体的研究与勘查。由于蚀变岩是流体与围岩相互作用的产物, 在大多数情况下这一作用过程使其中的金属矿物分解, 因而它们常常表现为低磁、低密和高阻的特点。所以, 重新评价以往有关图件中的那些低密、低磁、高阻地质体的属性和成因, 就很有意义。

与传统方法相比, 流体研究指导找矿预测摆脱了以往那些建立在类比原则基础上的“模式”思想的束缚, 具有主动找矿的特点。这不仅有助于新矿床的勘查, 更有利于新类型矿床的发现。这一方法可以较好地把握并预测矿床出现的空间位置, 也更具科学性。此外, 成矿流体的研究可以在合理确定和解决矿床空间定义域的问题方面发挥重要作用。

本文初稿完成以后, 承蒙李树勋、王东坡和彭维震教授审阅并提出许多宝贵意见, 在此一并表示感谢!

参 考 文 献

- 1 王安建. 古老地壳内部脉状金矿床的形成模式——以冀东地区为例. 矿床地质, 1988, 7 (4): 16~26
- 2 孙丰月, 石准立, 冯本智. 胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿. 长春: 吉林人民出版社, 1995, 198
- 3 彭齐鸣, 许虹. 辽东—吉南地区早元古宙变质蒸发岩系及硼矿床. 长春: 东北师范大学出版社, 1994
- 4 Hutchison C S. 1983, 张炳熹等译. 矿床及其构造背景. 北京: 地质出版社, 1990, 30~32
- 5 Sawkins F J. 1984, 曹开春等译. 金属矿床与板块构造. 北京: 地质出版社, 1987, 97~113
- 6 王安建等. 五台山太古宙地质与金矿床. 长春: 吉林科学技术出版社, 1996
- 7 王安建等. 脉状金矿地质与成因. 长春: 吉林科学技术出版社, 1996
- 8 Gove P B. Webster's Third New International Dictionary of the English Language Unabridged. G & C. Merriam Company U. S. A., 1961, 877
- 9 Fyfe W S, Price N J, Thompson A B. Fluids in the earth's crust. Elsevier Scientific Publishing Company, 1978, 1

~363

- 10 Cox S F, Etheride M A, Wall V J. Fluid pressure regimes and fluid dynamics during deformation of low-grade metamorphic terranes implications for genesis of mesothermal gold deposits. Nuna conference on greenstone gold and crustal evolution, VAL D'Or, May, 1990, 46~53
- 11 Mikucki E J, Ridleg J R. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: Compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages, Mineral Deposita, 1993, 28: 469~481
- 12 Phillips G N, Link between gold provinces. Econ. Geol., 1993, 88: 1084~1098
- 13 Peacock S M. Fluid processes in subduction zones. Science, 1990, 248: 329~337
- 14 Andersen T et al. The trapped fluid phase in upper-mantle xenoliths from Victoria, Australia; implications for mantle metasomatism. Contrib. Mineral. Petrol., 1984, 88: 72~85
- 15 Navon O et al. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. Nature, 1988, 335: 784~789
- 16 Schrauder M, Navon O. Hydrous and carbonatitic fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, 58: 761~771
- 17 Nadeau S, Phillipot P, Pineau F. Fluid inclusion and mineral isotopic compositions (H-C-O) in eclogitic rocks as tracers of local fluid migration during high pressure metamorphism. Earth and planetary Science Letters, 1993, 114: 431~448
- 18 Spera F J. Dynamics of translithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma. In: Menzies M A et al., ed. Mantle metasomatism, 1987, 1~20
- 19 Navon O. High internal pressures in diamond fluid inclusions determined by infrared absorption. Nature, 1991, 353: 746~748
- 20 Anderson D L. Theory of the Earth. Blackwell Scientific Publications, 1989
- 21 Scambelluri M et al. Subduction of water into the mantle: History of an Alpine peridotite. Geology, 1995, 23: 459~462
- 22 Ito E et al. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. Geochim. Cosmochim. Acta, 1983, 47: 1613~1624
- 23 Thompson A B. Water in the earth's upper mantle. Nature, 1992, 358: 295~302
- 24 Peacock S M. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. Chem. Geol., 1993, 108: 49~59
- 25 Peacock S M. The importance of blueschist eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. Geol. Soc. Am. Bull., 1993, 105: 684~694
- 26 Bekins B A, Dreiss S J. A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms. Earth and Planetary Science Letters, 1992, 109: 275~287
- 27 Nesbitt B E. Gold deposit continuum: A genetic model for lode Au mineralization in the continental crust. Geology, 1988, 16: 1044~1048
- 28 Thompson A B, Connolly J A D. Metamorphic fluids and anomalous porosities in the lower crust. Tectonophysics, 1990, 182: 47~55
- 29 Stuwe K et al. On the timing relationship between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: some implications for the origin of post-metamorphic gold mineralisation. Earth and planetary Science Letters, 1993, 114: 417~430
- 30 Kerrich R, Kyser T K. 100Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone belt (Canada): New evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. Geology, 1994, 22: 1131~1134
- 31 Fisher G J, Paterson M S. Dilatancy during rock deformation at high temperatures and pressures. J. Geophys. Res., 1989, 94: 17607~17617
- 32 Sreaton E J et al. Permeabilities, fluid pressure, and flow rates in the Barbados Ridge complex, Journal of Geophysical Research, 1990, 95: 8997~9007
- 33 Tobin H J et al. Fluid pressure in the frontal thrust of the Oregon accretionary prism: Experimental constraints. Geolo-

- gy, 1994, 979~982
- 34 Fisher A T et al. Relation between permeability and effective stress along a plate-boundary fault, Barbados accretionary complex. *Geology*, 1996, 24: 307~310
- 35 Sinha A K, Hewitt D A, Rimstidt J D. Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology*, 1986, 14: 883~886
- 36 O'Hara K D. Fluid flow and volume loss during mylonitization: An origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U. S. A. *Tectonophysics*, 1988, 156: 21~36
- 37 O'Hara K D. State of strain in mylonites from the western Blue Ridge province, southern Appalachians: The role of volume loss. *Journal of Structural Geology*, 1990, 12: 419~430
- 38 Losh S. Fluid-rock interaction in an evolving ductile shear zone and across the brittle-ductile transition, Central Pyrenees, France. *American Journal of Science*, 1989, 289: 600~648
- 39 Glazner A F, Bartley J M. Volumeloss, fluid flow and the state of strain in extensional mylonites from the Central Mojave Desert, California. *Journal of Structural Geology*, 1991, 13: 587~594
- 40 Tobisch O T, Baarton M D, Vernon R H, Patauterson S R. Fluid-enhanced deformation; Transformation of granitoids to banded mylonites, western Sierra Nevada, California and southeastern Australia. *Journal of Structural Geology*, 1991, 13: 1137~1156
- 41 Matthäi S K, Fisher G. Quantitative modeling of fault-fluid-discharge and fault-dilation-induced fluid-pressure variations in the seismogenic zone. *Geology*, 1996, 24: 183~186
- 42 Kerrick D M, Caldeira K. Paleoatmospheric consequences of CO₂ released during early Cenozoic regional metamorphism in the Tethyan orogen. *Chemical Geology*, 1993, 108: 201~230
- 43 Kerrick D M, Caldeira K. Metamorphic CO₂ degassing and early Cenozoic paleoclimate. *GSA Today*, 1994, 4: 57~63
- 44 Nesbitt B E et al. Surface fluid convection during cordilleran extension and the generation of metamorphic CO₂ contributions to Cenozoic atmospheres. *Geology*, 1995, 23: 99~101
- 45 Kerrick D M. Review of metamorphic mixed-volatile (H₂O—CO₂) equilibria. *American Mineralogist*, 1974, 59: 729~762
- 46 Nesbitt B E, Murowchick J B, Muehlenbachs K. Dual origins of lode gold deposits in Canadian Cordillera. *Geology*, 1986, 14: 506~509
- 47 Fyfe W S, Henley R W. Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold. *Min Sci. Enging.*, 1973, 5: 295~303
- 48 Boyle R W. The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Canada. Bull*, 1979, 280: 534
- 49 Kerrich R and Fryer B J. Archean precious metal hydrothermal systems. Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt: 11. REE and oxygen isotope relations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1979, 16: 440~458
- 50 Groves D I, Phillips G N. The genesis and tectonic controls on Archean gold deposits of the Western Australian Shield: a metamorphic replacement model. *Ore Geol. Rev.*, 1987, 2: 287~322
- 51 Colvine A C, Fyon J A, Heather K B, Marmont S, Smith P M, Troop D G. Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 1988: 139~210
- 52 Sibson R H, Robert F, Poulsen K H. High-angle faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 1988, 16: 551~555
- 53 Green G R et al. Whole rock oxygen isotope distribution in the Fukazawa-kosaka area, Hokuroku district, Japan, and its potential application to mineral exploration. *Economic Geology Monograph*, 1983, 5: 395~411
- 54 Paradis S et al. Oxygen isotope zonation and alteration in the northern Noranda district, Quebec: evidence for hydrothermal fluid flow. *Econ. Geol.*, 88: 1512~1525
- 55 Huston D et al. Isotope mapping around the Kidd creek deposit, Ontario: application to exploration and comparison with other geochemical indicators. *Explor. Mining Geol.*, 1995, 4: 175~185

- 56 Babcock R S. Computational models of metasomatic processes. *Lithos.*, 1973, 6: 279~290
- 57 Grant J A. The isocon diagram—A simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.*, 1986, 81: 1976~1982
- 58 Maclean W H, Kranodiotis P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, 1987, 82: 951~962
- 59 Maclean W H. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 1990, 25: 44~49
- 60 Maclean W H, Barrett T J. Lithogeochemical methods using immobile element. *Journal of Exploration Geochemistry*, 1993, 48: 109~133
- 61 Barrett T J. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Explor. Mining Geol.*, 1994, 3: 131~160

~~~~~  
 (上接259页 continued from p. 259)

ore deposit. The ore deposit consists of 10 gold ore zones, with No. 1 ore zone being economically most valuable. The second and the third ore-forming stages are major gold mineralization stages. Native gold occurs in the forms of trapped gold, crystal crack gold and fissure gold, whose average fineness of gold is 947. The correlation coefficients of Au with Ag, As and S are 0.64, 0.87 and 0.54 respectively. Fluid inclusion and isotopic studies show that ore-forming temperatures are 270 °C~180 °C, pressures are  $(150\sim200)\times10^5$  Pa, pH=5.5~6.5, and Eh=-0.25~-0.5 eV. The fluids are enriched in H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, and have average salinity of 16.7 wt% NaCl. REE distribution patterns of wall rocks, altered rocks and ores are of similar LREE enrichment type, with the REE sources having the cognate nature. Lead isotopes show character of crustal anomalous lead.  $\delta^{34}\text{S}$  values are of rich <sup>34</sup>S type in the range of 10.00‰~12.14‰ and -46‰~-67‰ respectively. Studies show that ore-forming metals and sulfur were derived from wall rocks, whereas fluids were mainly mixtures of metamorphic water and meteoric water. The thermodynamic force of magmatic activity constituted the dynamic force for mineralization. The ore deposit is a mesothermal meta-hydrothermal deposit related to magmatic thermodynamic metamorphism in regional metamorphic rocks. The source bed, the metamorphic body, magmatic activity and favorable structure make up indispensable prerequisites for mineralization.