

华北地台北缘金矿成矿带的构造-水文特征

姚足金

(中国地质科学院水文地质工程地质研究所, 河北正定)

提 要: 本文在矿石包体稳定同位素实测资料基础上编制了研究区成矿溶液 δD 等值线图, 表明该成矿带内多数矿床在大气降水参与成矿过程方面具有整体性和统一性。计算各个成矿系统的水岩比后, 根据其在 $\delta^{18}O$ - δD 坐标系中的位置可发现: 成矿带多数矿床分属 3 个构造-水文成矿系列——每个系列是由一组相对富岩浆水的成矿流体矿床为内核; 一组相对贫岩浆水的矿床为外围绕绕该核心。基于对各个成矿系统流体演化成熟度的计算, 提出一种预测、评估矿床规模的构造-水文方法。

关键词: 金矿成矿带 构造-水文特征 古地热系统 华北地台北缘

当今几乎所有研究者都注意到古大气降水在金矿成矿过程中的作用, 所不同的是有些人认为只发生在成矿阶段后期, 其作用主要是与内生热液混合导致成矿溶液性状改变; 另一种则认为古地下水主导着成矿全过程, 内生热液与之相比, 无论在数量上还是所起作用上都是次要的。地下水活动是涉及一定区域尺度的流体运动, 如果古地下水(或古地下热水)确实起着主导作用, 那么同一成矿带上的许多矿田、矿床和矿点之间, 在成矿作用的某些方面应显示出共性——整体协调性。

1 华北地台北缘金矿成矿溶液的氢、氧同位素区域分布特征

华北地台北缘东西长 2000 km, 南北宽 100 km, 有大小矿床矿点 100 余个^[1]在《中国金矿分布图》^[2]上, 作者收集其中 39 处的有关资料进行研究, 对黑龙江的团结沟, 山东焦家、玲珑, 韩国的全义以及晋北繁峙、高凡和太行山区阜平石湖等亦作了一定的比较研究。

1.1 δD 等值线图的编制

把文献中的包裹体资料加以整理, 编成“华北地台北缘金矿成矿溶液 δD 等值线图”(图 1)。整理后的数据列于表 1。

这些数据绝大多数引自近年来公开交流的研究成果。氧同位素组成是在一个带有双接受器的质谱计上进行测定, 测定之前需将待测样转化为二氧化碳。硅酸盐、氧化物是用五氟化溴与样品在一定温度下反应析出氧气, 通过灼热碳棒定量地转化为二氧化碳, 碳酸盐是通过和纯磷酸在 25℃ 下反应转化成二氧化碳, 水样是使其与二氧化碳气体在 25℃ 达到平衡, 然后测定

姚足金, 男, 1935 年生, 研究员, 1956 年毕业于北京地质学院, 长期从事地热水的分布、形成和地热地球化学研究。
邮政编码: 050803
1994-7-30 收稿, 1995-2-17 修改回

该二氧化碳。水中氢同位素是使水样与锌或铀反应析出氘,进行测定。包括仪器,分析及制样误差在内, $\delta^{18}\text{O}$ 的精度约为 0.2‰ , δD 约为 $\pm 1\text{‰}$ 。

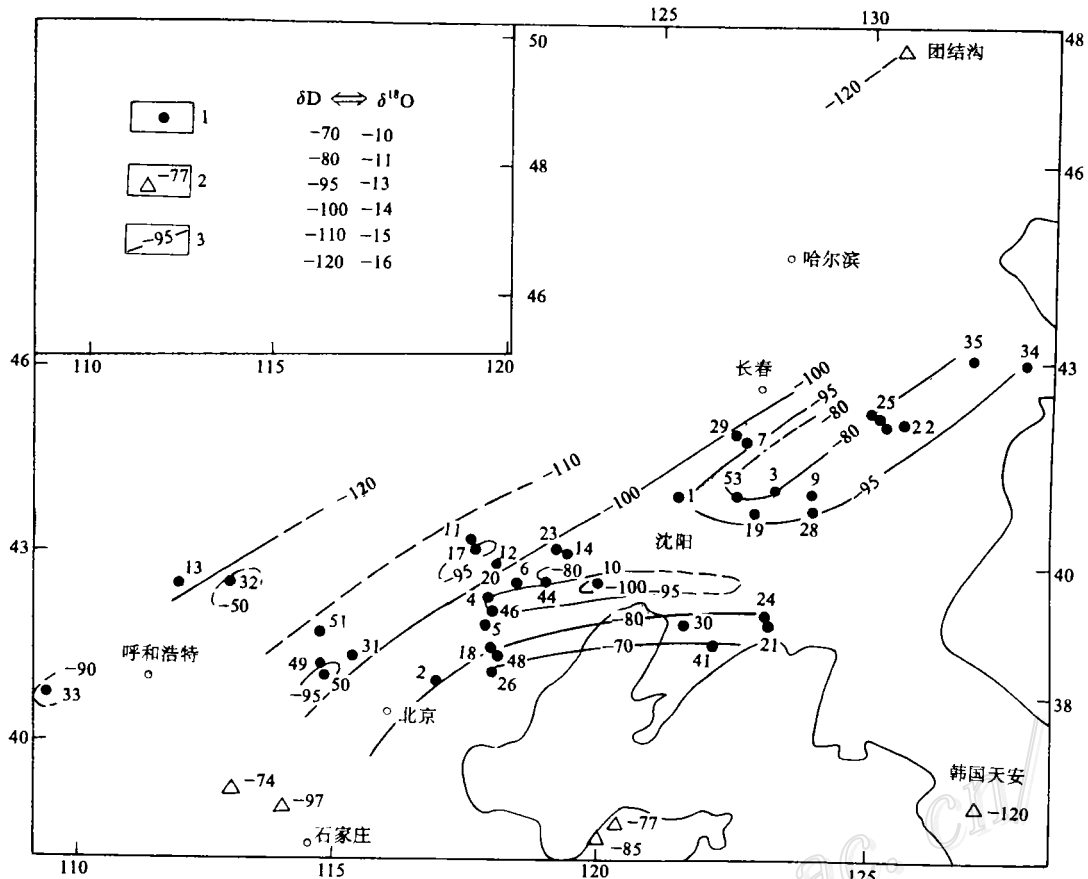


图 1 华北地台北缘金矿成矿溶液 δD 等值线图

1—金矿编号; 2—邻区金矿的 δD 值(‰); 3— δD 等值线(‰)

Fig. 1. Isogram of δD values of ore-forming solutions in gold deposits along the northern margin of North China platform.

1—Serial number of gold deposit; 2— δD values of gold deposits in neighboring areas; 3—Contour line of δD values(‰).

39 处金矿的实测样品总数接近 500 个,除石英矿物外,还包括少量其它矿物和全岩、脉石样,一般来说,大、中型矿床的石英测样都在 3 件以上,最多的为 19 件。对不同成矿阶段的数据和同一矿床不同作者的数据,只要不是明显地偏离中值都取来作算术平均值统计。石英-水体系的氢、氧同位素平衡分馏有各种不同的表述方程,本文统一采用 C W Field 和 R H Ficarek (1985) 的表述^[7]。

1.2 δD 的区域分布特征

从图 1 可知, δD 变化于 $-70\text{‰} \sim -120\text{‰}$ 范围,全区由三部分组成:① 呈东西走向的燕山

表1 金矿成矿流体氢、氧同位素

Table 1. Hydrogen and oxygen isotopic composition of ore-forming fluids in gold deposits

编号	金 矿	矿脉 (石英) $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	成矿温度 ($^{\circ}\text{C}$)	流体 (石英-水) $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	石英包裹体 $\delta\text{D}(\text{‰})$	资料来源
1	彰武赵家沟	7.10	206	0.1	-96	王有爵等,1990
2	冀东茅山	12.20	283	4.7	-82	沈阳地矿所,1990
3	清原线金厂	10.10	360	5.1	-82	内蒙地矿局等,1990
4	宁城热水	14.50	350	9.2	-94	地矿部矿床所等,1990
5	平泉下营房	15.50	297	8.5	-82	邵洁涟,1988;王庆祥,1990
6	赤峰梅林	10.90	330	5.0	-85	王庆祥,1990
7	东辽县椅山	10.57	210	-0.4	-101	王振中,1986
9	清原暖泉子	11.42	220	1.0	-95	卞伟国等,1991;李庆章等,1989
10	朝阳红石砬子	8.9	276	1.1	-115	王有爵等,1990
11	赤峰柴胡栏子	15.9	224	5.7	-102	李延河等,1991
12	赤峰安家营子	13.04	306	6.4	-104	内蒙地矿局等,1990
13	四子王旗白乃庙	2.27	250	-6.6	-126	陈振胜,1989;普庆栋,1991
14	北票二道沟	1.70 ^①	292	-3.4	-92	沈阳地矿所,1990
16	延边刺猾沟	2.40	250	-6.5	-99	赵源城,1986
17	赤峰莲花山	11.47	159	-3.1	-95	李荫清等,1991
18	迁西峪耳崖	10.30	283	2.8	-82	柴社力,1989
19	清原下大堡	8.45	349	3.1	-95	李庆章等,1989
20	赤峰红花沟	11.89	171	-1.7	-96	李荫清等,1991
21	丹东四道沟	12.40	202	0.9	-79	吴兴华等,1990
22	桦甸海沟	12.63	326	6.6	-97	刘裕庆,1991
23	内蒙金厂沟梁	2.62 ^①	319	-1.0	-90	沈阳地矿所,1990
24	丹东五龙	5.3	300	-1.6	-81	刘桂芝,1992
25	桦甸夹皮沟	8.53	250	-0.4	-88	王义文,1986;范书魁,1988
26	迁西金厂峪	11.85	331	6.0	-70	余昌涛等,1989
29	四平山门	10.57	240	1.2	-99	刘劲鸿,1987
30	盖县猫岭	15.3	257	6.7	-78	刘辉等,1990
31	赤城金家庄	11.44	305	4.7	-101	胡达镛,1991
32	内蒙哈达庙	8.83	300	2.0	-46	聂凤军等,1989
33	包头乌拉山	12.5	260	4.0	-88	郎殿有,1990
34	延边小西南岔	15.2	280	7.6	-96	吴尚全,1984
35	延边闹枝	14.75	250	5.8	-89	潘丽敏等,1992
41	岫岩隈子	15.0	258	6.5	-72	内蒙地矿局等,1990
44	北票长皋	17.1	278	9.4	-74	沈阳地矿所,1990
46	辽西洼子店	17.79	252	9.0	-94	沈阳地矿所,1990
48	辽西山家湾子	12.8	279	5.1	-49	沈阳地矿所,1990
49	张家口小营盘	12.97	327	7.0	-98	王时麟等,1985
50	张家口张全庄	12.52	337	6.9	-91	李治良,1990
51	冀北蔡家营	10.90	294	3.7	-99	杨兆才等,1990
53	清原南龙王庙	10.67	352	5.4	-81	戴仕炳等,1989

①为蚀变全岩的测值

表2 金矿地质简况

Table 2. Geological characteristics of various gold deposits

编号	金矿	成因类型	赋矿围岩	成矿时代		资料来源
				同位素年龄 (10^6 a)	代号	
1	彰武赵家沟	火山-次火山热液	燕山期火山岩	90~110	K	王有爵等,1990
3	清原线金厂	岩浆热液混合岩化热液	太古代变质岩	96~136	K	王义文,1991
4	宁城热水	岩浆热液	太古代变质岩	142	K-J ₃	刘辉,1992
5	平泉下营房	混合热液	太古代变质岩	燕山期		王义文,1990
7	东辽县椅山	岩浆热液	变质岩及燕山花岗岩	118.2,186.3	K,J ₁	王振中,1991
9	清原暖泉子	岩浆热液	太古代变质岩	130~209,96~136	J,K	李庆章等,1989
10	朝阳红石砬子	火山-次火山热液	燕山期火山岩	90~110	K	张吉宽等,1989
11	赤峰柴胡栏子	混合热液,大气水热液,接触变质热液	太古代变质岩	中生代,侏罗纪	Mz,J	李延河,1990
12	赤峰安家营子	岩浆热液,大气水热液	燕山期花岗岩	120~130	K	顾明中,1991
13	四子王旗白乃庙	大气降水热液,岩浆热液,混合热液	白乃庙群绿片岩	中生代,晚志留,晚二叠		母瑞身等,1985
14	北票二道沟	次火山热液,大气水热液	燕山期火山岩	121,126	K	李福元等,1988
			太古代变质岩	146~169	J ₃	
16	延边刺猴沟	火山热液,大气水热液	中生代,火山岩	中生代	Mz	姜开君等,1993
17	赤峰莲花山	大气水热液	太古代变质岩	120~130	K	邱玉民等,1992
18	迁西峪耳崖	岩浆热液	燕山期花岗岩	177,136,234	J ₂ ,J ₃ ,T	张理刚,1989
20	赤峰红花沟	变质热液,岩浆热液	太古代变质岩	1800	Pt	姚凤良,1991
21	丹东西道沟	变质热液	元古代变质岩	205~210	J ₁	母瑞身等,1985
22	桦甸海沟	岩浆热液,变质、混合岩化热液,大气水热液	中元古代绿片岩相变质岩,二长花岗岩	181,142	J ₂ ,J ₃	刘裕庆,1991
23	内蒙金厂沟梁	大气水热液,岩浆热液,变质热液,次火山热液	太古代变质岩	120~130	K	沈阳地矿所,1990
				121~235	Mz	韩虎龙,1990
24	丹东五龙	岩浆热液	元古代变质岩	71.8~220	K+J ₁	刘桂芝,1992
25	桦甸夹皮沟	变质热液,混合热液,岩浆热液	太古代变质岩	198~258	T	蒋荣清等,1990
26	迁西金厂峪	混合热液,变质热液,大气水热液	太古代变质岩	135.9~202,1716,2200	J ₁ +J ₃ ,Pt	吴珍汉,1991
29	四平山门	岩浆热液,大气水热液,混合热液	奥陶系,变质岩	67~122,113~158	K,K+J ₃	田维盛等,1992
30	盖县猫岭	岩浆热液,变质热液,变质-改造热液	元古代变质岩	205~210,1600	J ₁ ,Pt	王宏等,1992
31	赤城金家庄	岩浆热液	太古代变质岩	93~181,160~216	K+J ₂ ,J ₁ +J ₂	向树元等,1991
32	内蒙哈达庙	岩浆热液,变质热液	燕山期花岗岩	182	J ₂	王翠佩,1990
33	包头乌拉山	大气水热液,变质热液,岩浆热液	太古代变质岩	190~210	J ₁	贺有,1990
				743~1600	Pt	
34	延边小西南岔	岩浆热液	中生代花岗岩	107~130	K	吴尚全,1986
				152~212	J ₁ +J ₂	
35	延边周枝	火山-次火山热液	海西花岗岩闪长岩	132~140	J ₃	潘丽敏等,1992
41	岫岩隈子	岩浆热液	元古代变质岩	中生代	Mz	内蒙地矿局等,1990
49	张家口小营盘	变质热液,混合岩化热液,岩浆热液,混合热液	太古代变质岩	170,226~266	J ₂ ,T	李治良,1990
				230~380	Pz	
50	张家口张全庄	变质热液	太古代变质岩	170,230~280	J ₂ ,T	王时麟,1989
51	清原南龙王庙	变质热液	太古代变质岩	2580	Ar	内蒙地矿局等,1990

单调减值区——自南侧向北,由 -70% 减至 -100% ;② 呈北东走向的辽东双向增值区——由两翼的 -95% 向轴部增至 -80% ;③ 阴山、大兴安岭低值区—— $-100\% \sim -120\%$ 。 δD 值的区域分布趋势可从中生代古地理特征得到解释。从早白垩世早期古地理图^[3]可知,呈东西走向的古阴山、古燕山已经存在,氧同位素的高度效应为每上升100m,降水中的 $\delta^{18}O$ 值下降 0.2% ^[4],按其估算出古燕山高出华北平原约1500m,这量级似在可信范围。“辽东 δD 增值区”,大致相当于古地理图中呈北东走向的“三江近海盆地”分布范围, δD 值由两翼向轴部增大,一方面反映盆地两侧地形高度的影响,同时还可能反映古海洋分布的影响,即所谓海-陆效应。阴山、大兴安岭 δD 低值区可能主要受控于海-陆效应。总的来说成矿溶液 δD 值大致比现代大气降水低 30% ,这可解释为我国东部中生代的海岸线应在现今位置之东。成矿溶液 δD 值可能是受古海陆效应叠加、古地形高程效应两者影响。

作者把收集到的有关金矿成因、时代的各家认识汇总成表2。从其联系图1可以看出,虽然每个金矿被认为可能属于某种热液成因和某个成矿时代,但这众多金矿之间,在大气降水水源的区域分布上是统一的。成矿带内的金矿之间,贯穿着一种构造-水文上的整体协调。

2 华北地台北缘金矿的构造-水文成矿系列

把成矿带内众多金矿在空间分布上呈现出的某种有序组合,称之为金矿的构造-水文成矿系列。

2.1 两类成矿溶液和成矿水岩系统的特征参量——水岩比

成矿溶液 δD 值的区域分布与早白垩世早期古地理的一致,并不意味着成矿溶液中的水都是古大气降水——没有内生作用生成的岩浆水或变质水。一种比较普遍被接受的岩浆水定义为:与火成熔体处于化学平衡,同位素平衡及热平衡的流体,而不考虑这些组分的最初来源如何。岩浆是个复杂的多相体系,包体研究表明在高达 $850 \sim 550^\circ\text{C}$ 时,硅酸盐熔体可与热液并存。岩浆是一种动态系统,E U 弗兰克(1980)的实验资料表明,随着温度下降,硅酸盐组分的单相流体混合物就会分解成:由 H_2O 组成的极性流体和由 CO_2 、 H_2 、 CH_4 、 N_2 等组成的非极性流体,热液系统中矿物形成作用的体制随之发生彻底变化,发生流体分解的这一临界温度为 $300 \sim 400^\circ\text{C}$,而这正是金矿成矿的最高温度。可以设想,小于该临界温度的流体的埋深,完全可能处在大气降水的对流活动范围,也就是说,这时的岩浆水很可能已和大气降水(古地热水)混成一体。事实上,我们在现代活动火山区的高温热田($150 \sim 375^\circ\text{C}$)中,都未能找到无可争辩的岩浆水或变质水大量存在的证据,甚至仅仅有关它们“存在”的论据都是十分脆弱的。

可以在计算矿床水岩比值的过程中,找出作为成矿溶液的“母液(初始水)”是内生成因水或是大气降水,成矿溶液的水源成因可以相应地区分为两类:岩浆水(变质水)相对富集的地下水;岩浆水(变质水)相对贫化的地下水。

2.2 封闭系统水岩比计算方法

基于质量守恒原理,水与岩石交换平衡后的最终同位素组成 δ_w^* 是下列三变量的函数:①水和岩石未发生交换反应时的初始组成 δ_w^0, δ_r^0 ;② 决定水岩间分馏作用的平衡温度 $\Delta_{r-w}=f(T^\circ)$;③ 水和岩石发生同位素交换的氧(或氢)的原子数之比值 w/r 。四者关系可据 Ohmoto & Rye(1974)表述为:

$$\delta_w^i = \frac{\delta_r^i - \Delta_{r-w} + [(w/r)\delta_w^i]}{1 + (w/r)} \quad (1)$$

(1)式是通式,可用于 ^{18}O 也可用于 ^2H ,由于实际资料中石英的同位素分析数据多,黑云母等含氢矿物的数据极稀少,我们只利用氧同位素进行计算。(1)式中的 w/r 是原子数之比,实际应用中要根据岩石含氧量改写为重量比 W/R ,未蚀变的岩浆岩、火山岩的含氧量平均约为50%(重量),因之可得 $w/r=1.8W/R$,作者用作计算的公式为:

$$\delta^{18}\text{O}_w^i = \frac{\delta^{18}\text{O}_r^i - \Delta^{18}\text{O}_{r-w} + 1.8(W/R)\delta^{18}\text{O}_w^i}{1 + 1.8(W/R)} \quad (2)$$

现将(2)式各参量取值方法作出说明。岩石初值($\delta^{18}\text{O}_r^i$)——用未蚀变的全岩分析数据,或用斜长石(An_{30})数据作为全岩的近似值,或借用附近地区的全岩测值。水岩间同位素相对富集系数($\Delta^{18}\text{O}_{r-w}$)——用矿石中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 测值,在成矿温度下根据石英-长石分馏方程算出长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,再根据长石-水分馏方程算出 $1000\ln\alpha$ 值,作为本参量的近似值。水的初值($\delta^{18}\text{O}_w^i$)——根据矿石石英包裹体的 δD 测值,用雨水方程换算出 $\delta^{18}\text{O}$ 值,作为大气降水成因水代入(2)式试算水岩比,如果算出的结果合理,既不是负值,数值又小于6或7(据文献,海底地热系统的水岩比在3~75之间,大陆地热系统一般小于5)则成立,否则改设初始水为岩浆(或变质)成因水,根据已知的 $\delta^{18}\text{O}_r^i$ 值,在假设的岩浆(变质)温度下,利用长石-水体系分馏方程,即可算出岩浆(变质)成因的初始水值。水的终值($\delta^{18}\text{O}_w^f$)——根据矿石石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 测值,利用石英-水分馏方程和成矿温度进行计算,此项结果已汇总入表(表1);另一种计算是利用上述相对富集系数 $\Delta^{18}\text{O}_{r-w}$,计算出与长石平衡的水的终值,两种计算由于所用矿物不同,水的终值结果稍有出入。

2.3 成矿带金矿的构造-水文成矿系列

就成矿过程的同位素交换作用而言,水岩比是指水岩系统寿命期内,进行同位素交换的总水量对总岩石量的数量比,水岩比无疑是描述水岩系统的物理性参量,但该物理性的形成,是有相应的构造-水文背景条件。众所周知,成矿流体一般是在裂隙中流动,大型裂隙系统都是构造作用的结果,裂隙的张开、封闭、再张开等等关系到系统的寿命,这在很大程度上取决于地区的构造活动性,水岩系统热能大小、变化,同样取决于区域构造条件,因此,水岩比这参量在成矿意义上能表征成矿水岩系统的构造-水文特征,可以设想:同一成矿带内的矿床,其水岩比值在空间配置上似应呈现某种规律性的组合。

我们把金矿成矿溶液的氢、氧同位素数据(表1)投到 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 坐标图上(图2),对于个别超越热液高岭土线的数据已作删除。一般认为富氧大气圈、水圈可能在元古代最晚期出现,中生代以来海水氢、氧同位素组成与现代基本相同,因此现代降水线方程可用于研究古大气水。把水岩比计算结果标到图2上,按计算过程中判别出的“两种成矿溶液类型”在图上对每个金矿进行区分,按下列通则将相邻金矿连成系列:通则1,其它条件相同时,贫岩浆水的大气降水流体,其重同位素的富集程度是与水岩比呈反向变化,而富岩浆水的流体则情况不同,这从公式(1)可知,当为大气降水成因时, δ_w^i 值较小, δ_w^f 值的大小是与 w/r 值成反比,而当为岩浆水成因时, δ_w^i 值很大,成矿温度高,各参量间的关系相对复杂化,但 δD 仍属反向变化,而 $\delta^{18}\text{O}$ 则为正向变化;通则2,高水岩比的流体之间,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异较大, δD 值相对来说比较接近,低水岩比流体则相反,换言之,众多高水岩比的流体是沿 $\delta^{18}\text{O}$ 坐标轴方向散布,低水岩比的流体则是

沿 δD 坐标轴散布,这是由于岩石中的氢/氧质量比水中的小,而且氢的分馏系数一般要比氧的大,因此岩石的氢同位素影响只有在低水岩比时才显著。

从图2可知:① 成矿带内大部分金矿之间存在构造-水文联系,可按水岩比,成矿温度和

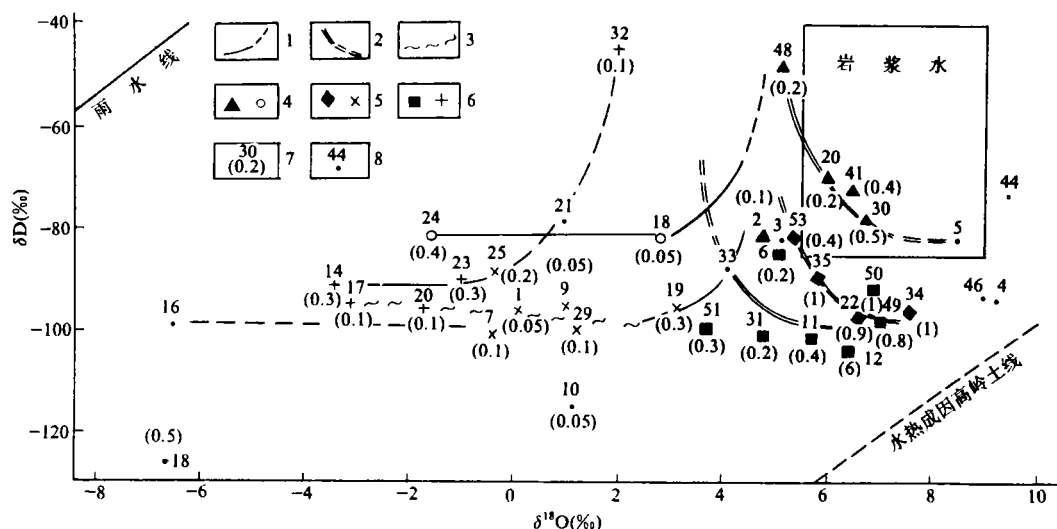


图2 华北地台北缘金矿成矿带的构造-水文成矿系列

1—贫岩浆水、不同水岩比的金矿系列; 2—富岩浆水、不同水岩比的金矿系列; 3—贫岩浆水、低水岩比金矿; 4—古燕山区:(左)富岩浆水的成矿流体,(右)贫岩浆水的成矿流体; 5—古辽东区(同4,略); 6—古阴山区(同4,略); 7—金矿编号及水岩比; 8—金矿编号

Fig. 2. Tectonic-hydrologic metallogenic series of the gold metallogenic belt on the northern margin of North China platform.

1—Gold metallogenic series with poor magmatic water and different water-rock ratios; 2—Gold metallogenic series with rich magmatic water and different water-rock ratios; 3—Gold deposits of poor magmatic water and low water-rock ratios; 4—Paleo-Yanshan area: ore-forming fluids rich in magmatic water (left); ore-forming fluids poor in magmatic water (right); 5—Paleo-Liaodong (eastern Liaoning) area (the same as for 4); 6—Paleo-Yinshan area (the same as for 4); 7—Serial number and water-rock ratio; 8—Serial number of gold deposit.

“母液”类型三者表现出的亲疏关系,连结成构造-水文系列;② 成矿带内主要有三个成矿系列:古燕山区,辽东山地和古阴山区,每个系列包括两类溶液:相对富集岩浆水的大气成因水和相对贫岩浆水的大气成因水;③ 在阴山、辽东之间存在一个过渡性系列。

2.4 构造-水文成矿系列的核-围结构

三个成矿系列在平面分布上呈现“核-围结构”即每个系列大致都有一个富岩浆水的内核和贫岩浆水的外围(图3)。我们只是从地质流体水文特征研究中发现并提出这一现象,暂时还难以作出进一步的论证。核围结构似乎表明:三个成矿系列具有统一的地质背景——三个古地热-岩浆活动区。前苏联有人研究世界各地火山岩金矿后提出:几乎所有各时代的火山岩金矿,其成矿作用均发生在火山喷发高峰期之后。这或者间接表明,火山活动间歇期正是具有“适宜温度”和“热液活动势”的地热系统形成活跃期。华北地台北缘金矿成矿带主要由三个大型古地热系统组成,是符合上述地质规律的。

把基于包裹体测温的成矿温度均值(表1),按“三个区”分别统计频数分布,结果表明:辽

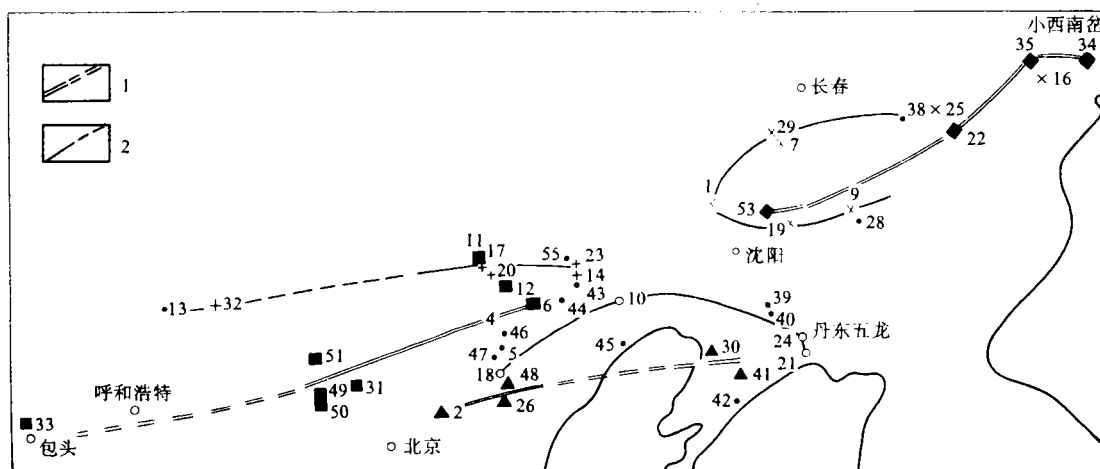


图 3 构造-水文成矿系列的核-围结构
1—富岩浆水金矿组成的“内核”; 2—贫岩浆水金矿组成的“外围”
(其它图例同图 2)

Fig. 3. The core-periphery structure of metallogenic series based on tectono-hydrologic characteristics.
1—Core composed of gold deposits rich in magmatic water; 2—Periphery composed of gold deposits deficient in magmatic water. Other symbols as for Fig. 2.

辽山地成矿温度最高, 平均为 300°C , 古燕山区居中, 为 290°C , 古阴山区最低, 为 275°C 。选取表 2 里中生代的测年数据按地质代号标在平面图上可知: 辽东山地和“辽西”成矿时代较新, 主要为晚侏罗和白垩纪, 古阴山和古燕山区成矿时代较老, 主要为早、中侏罗纪。三大古地热系统总体来看, 由西向东, 即由内陆向大陆边缘, 成矿热能由低到高, 成矿时代由老到新。三大古地热系统是一致于全球性的中、新生代环太平洋金矿带的热量和时、空配置特征的。

3 古地热系统的水文演化阶段与成矿规模

成矿系统和所有地质体一样有其时间范畴, 讨论成矿系统的“地质演化”将涉及太多、太复杂的因素, 利用氢、氧同位素讨论水岩系统的“水文演化”, 相对来说比较简单, 水文演化无疑是地质演化的重要内涵之一。

3.1 水文演化阶段的评价原理和方法

具有任意初始组分的相互作用的岩-水之间, 总是存在某种同位素交换势, 这种势迟早会引发水岩间的相互同位素漂移 (Mutual isotope shifts), 实际的交换过程往往受反应动力学和流体动力学等因素影响, 如果忽略这些影响, 就理想化的交换过程来说, 完成交换后的岩石, 可以被看作为耗尽同位素漂移容量的岩石, 一定量的岩石会与一定量的水达到平衡, 这里就导出一个水岩比定量参数。可以用不同的模型描述水岩间的相互同位素漂移, 地热系统同位素交换一般都在比较窄的温度范围内进行, 可以使用没有维数的零次混合模型描述: 水流持续流经一个储层空间固定不变系统的累积总交换量。累积总交换量是指, 把水岩间一开始交换量大, 随着持续流动的进行, 交换量逐步变小直到平衡时为零值, 这样无穷多次的交换量值加以“混合”

累加。P Blattner^[8]导出零次混合模型开放系统的表达式为:

$$\Phi_v = 1.3 \ln (p/\sigma_w) \quad (3)$$

式中: Φ_v ——水岩体积比; V_w/V_r ; p ——系统的同位素交换势, 数量上等于系统初态时的岩-水差减去终态时的岩-水差, 即: $p = \delta_r^i - \delta_w^i - \delta_r^f + \delta_w^f = \delta_r^i - \delta_w^i - \Delta_{r-w} \cdots (3a)$; σ_w ——反应完全的流体同位素漂移量, 即: $\sigma_w = \delta_w^f - \delta_w^i$ 。

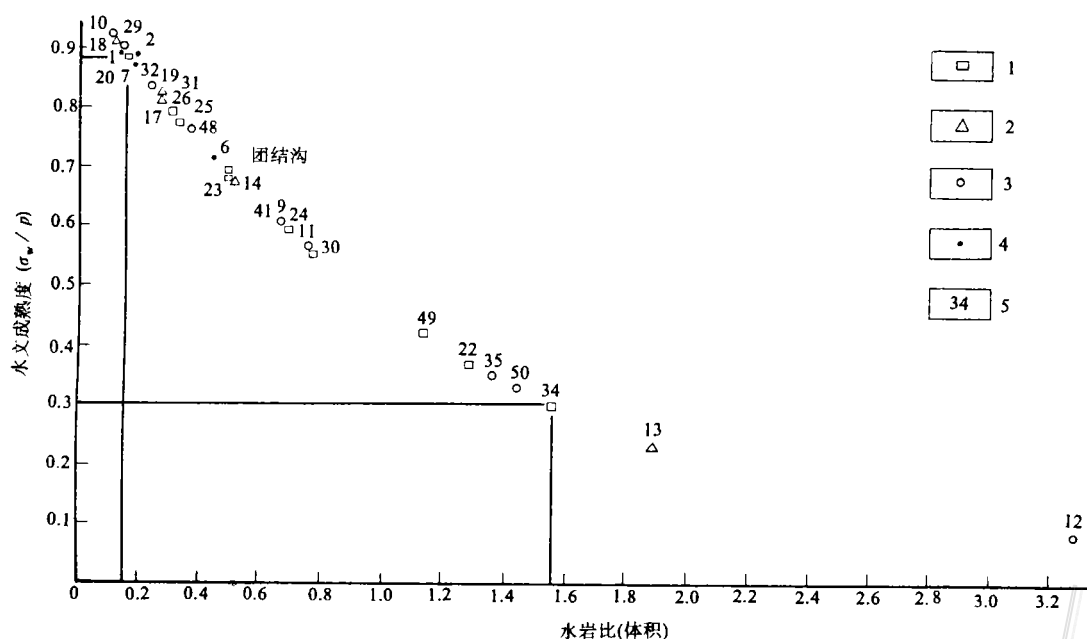


图4 热液系统的水文成熟度与成矿规模(储量)的关系

1—大型矿; 2—中型矿; 3—小型矿; 4—矿点; 5—金矿编号

Fig. 4. Relationship between hydrologic maturity of hydrothermal system and metallogenic dimensions (reserves).

1—Large-sized deposit; 2—Medium-sized deposit; 3—Small-sized deposit; 4—Ore occurrence; 5—Serial number of gold deposit.

这里需要强调的是, 由于交换作用模型不同, 同是水岩比参数, 在不同模型中的物理意义有所区别, 方程(1)、(2)中的水岩比是指封闭系统中“瞬时的”数量比, 方程(3)中是指开放系统水、岩“累积总量”的比值。两种水岩比虽分别以重量、体积比表示, 但两者间不存在简单的换算关系。

Φ_v 项中, V_r 已设定为常数, 因此可知: V_w 是 p/σ_w 的函数, 当系统内流过的水量极小, 即水岩比趋于零时, 流体的漂移量几乎等于系统的交换势; 当系统内流过的水量极大时, 系统的交换势接近零, 也就是说, 系统内相关岩石的氧同位素已交换殆尽, 交换容量接近零。这两种端员情况, 一般代表一个系统水文演化的初期和终期。因此, 把 σ_w/p 定义为水岩系统的水文成熟度 (Hydrological Maturity), 即以流体交换量占整个系统容量的相对份额, 来表征系统的水文演化阶段。

3.2 水文成熟度计算结果

我们按公式(3a)具体计算每个金矿的水文成熟度,对计算结果作算术平均统计得出成矿带总体上的一些构造-水文特征:水岩比(体积)0.66,漂移势 6.84,水文成熟度 0.68,流体漂移量 4.65‰,由 p, σ_w 换算出成矿带岩石的平均氧亏损为 -2.2% 。

3.3 水文成熟度与成矿规模

把研究区的金矿分为大矿、中矿、小矿和矿点四等规模,把每个矿按上述计算结果一一投到 $\sigma_w/p-\Phi_v$ 坐标图上(图 4)。从图 4 可大致看出,水文演化的初期、终期,基本上没有大矿形成;本研究区大型金矿的水文演化指标为: $\sigma_w/p=0.9\sim 0.3$; $\Phi_v=0.1\sim 1.6$ 。

近些年来国内外都在关注 $\delta^{18}\text{O}$ 亏损与矿床规模之间的关系,因为浅成热液体系通常表现为 $\delta^{18}\text{O}$ 亏损带,找出两者间的联系无疑有重要的找矿意义。北美地区的研究表明,发生矿化时 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均亏损程度至少为 -3.5% ,一般而言,亏损程度越大,矿床规模越大,他们对资料所示两处金矿的亏损值 -2.9 和 0 ,作为两个例外加以解释。

水岩系统同位素水文演化,原是用来描述现代地热田的,我们用以研究成矿看来是有意义的,上面提到华北地台北缘金矿成矿带的平均氧亏损为 -2.2% ,这与北美地区金矿平均亏损值是可比的。水文成熟度定义中包容了岩石氧亏损这一参数,是着眼于交换作用的整个系统,在整体基础上着重反映活跃、多变的流体相的漂移量。用水文成熟度来进一步研究包括贵金属在内的浅成热液矿床的成矿规模预测问题,无疑是有发展前景的。

4 结 语

有关热液矿床分布、形成问题的研究,除了把矿石作为特定组分的岩石,从含矿建造、控矿构造两个方面进行研究外,似乎还应从地质流体角度研究成矿水岩系统的特征。从“成矿带”的时空尺度来看,同一带内的金矿之间存在构造-水文特征上的整体性和统一性、找出这种整体性、统一性,有助于从成矿系列的视野来认识单个金矿,有助于从被揭示出的联系中,对未知矿床、矿体及勘探研究程度低的矿床、矿点进行相关地质特征的预测和预评估。

根据现有资料,本成矿带金矿之间的成矿溶液主要有三个特点:① 由 δD 等值线描述的水源成因上的联系,可用以评估找矿区的氧亏损程度;② 根据“水文成熟度-成矿规模曲线”上的位置比较,可以对金矿未知储量进行预评估,对已知储量作再认识;③ 众多金矿有序地组成三个大型地热系统和相应的构造-水文成矿系列,同样可以利用其有序性来指导找矿。

地热(地下水)成矿,作为一种学术观点由来已久,就我国目前的工作条件和情况,具体应研究哪些问题?我们以华北地台北缘为例提出 4 点内容:① 古大气降水的区域分布特征;② 成矿系统的构造-水文成矿溶液系列;③ 古地热系统的水文演化阶段;④ 研制成矿系统演化的流体动力学定量模型,现代地热系统的研究表明,就当今一般勘探深度范围而言,只有极少数地热系统发育贵金属成矿作用,因此古地热系统并不等同于古成矿系统,换言之,具备水源、物源和热源的水岩系统并不一定能构成成矿水岩系统,这里还需要具备能把众多要素适度配置起来的“机制”条件。这 4 点内容涉及金矿的时空分布、演化形成机制和模型,很明显,并不是地热成矿研究的全部内容,只是初步构筑出现阶段我国金矿地热成矿研究的一个基本框架。

本研究始终得到李兆鼎研究员,母瑞身研究员的大力支持。野外工作中,辽宁二道沟金矿、内蒙金厂沟梁金矿、阜新煤田 107 队的同志们给予无私支持和热情帮助,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 王时麟. 华北地台北缘绿岩带与金矿演化系列. 地质与勘探, 1989, 25(3): 1~7
- 2 核工业北京地质研究院金矿编图组. 中国金矿分布图(1:200万). 1991
- 3 地科院地质所, 武汉地院. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 1985. 117
- 4 国际原子能机构. 核技术在水文学中的应用指南. 水文地质工程地质译丛, 1988, 专辑: 150
- 5 马拉库舍夫 A A 等. 内生成矿作用的岩石学模式. 章牲译. 矿床地质(俄). 1983, (1): 3~20
- 6 熊永良, 翟裕生. 浅成热液体系中氧同位素研究述评. 地质科技情报, 1992, 11(3): 59~66
- 7 Field C W, Fifarek R H. Light stable isotope systematics in the epithermal environment. In: Berger B R, Bethke P M, ed. Geology and geochemistry of epithermal systems. Soc. of Econ. Geol., 1985. 99~125
- 8 Blattner P. Isotope shift data and natural evolution of geothermal systems. Chemical Geology, 1985. 49: 187~203

TECTONIC-HYDROLOGIC CHARACTERISTICS OF THE GOLD METALLOGENIC BELT ALONG THE NORTHERN MARGIN OF NORTH CHINA PLATFORM

Yao Zujin

(Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Zhengding 050803)

Key words: gold metallogenic belt, tectonic-hydrologic characteristics, paleogeothermal system, northern margin of North China platform

Abstract

Lying 100°~130° east longitude and 38°~43° north latitude, the EW-trending gold metallogenic belt along the northern margin of North China platform, a belt 2000 km in length and 100 km in width, consists of more than one hundred hydrothermal gold-silver deposits. Wall rocks include Archean and Proterozoic metamorphic rocks as well as Mesozoic granite and volcanic rocks. In the past, controversy existed concerning such ore-forming problems as hydrothermal types and metallogenic epochs of these ore deposits, and even of one deposit.

Based on measured data of some 500 inclusions in ores from over 40 deposits, the author has compiled a deuterium contour map for the study area. The distribution of deuterium might be explained by Mesozoic paleogeography. It can be seen from the diagram that varied ore deposits show an integrity and unity in the ore-forming process of meteoric water.

On the basis of calculated water-rock ratio of each ore-forming system and its position in the $\delta^{18}\text{O}$ - δD coordinate, the author has found that ore deposits of this gold metallogenic belt might be divided into three metallogenic series, with each series composed of a core and a periphery, suggesting that ore deposits formed by ore fluids rich in magmatic water are located at the core, and lots of ore deposits formed by ore fluids deficient in magmatic water make up the periphery around the core. There seems to be regularity in the arrangement of the three metallogenic series: from the inland to the epicontinental area, ore-forming temperatures increase from 275°C through 190°C to 300°C, and metallogenic epochs change correspondingly from old to young, i. e. from J_1+J_2 to J_3+K .

As Blattner(1985) designed a method for hydrologic evolution of active geothermal system on the basis of isotopic(hydrogen, oxygen etc.) drift, the author used hydrologic evolution to predict reserves of gold deposits which serve as the fossil geothermal system; as a result, some valuable results were obtained.

In summary, the frame put forward by the author with the emphasis on hydrogeology enables geologists to understand individual ore deposits in the light of regional hydrogeology of the metallogenic belt as a whole.