

# 论金矿床的矿源层问题

真 允 庆

(冶金工业部山西地质勘探公司)

金的矿源层或含金建造，是研究金矿集中区成矿背景的基础，是找矿远景评价因素之一，具有找矿预测的指导意义。不能单纯以岩石的含金丰度去判别金矿床的矿源层，应着重研究岩石的原始金含量和可活化金的含量。也可用稳定同位素的组成特征、岩石化学的浓度克拉克值和成矿元素含量对比等方法探讨矿源层。

**关键词：**金矿源层；矿质来源



地质·矿床

大量的勘探资料和研究结果表明，金矿集中区的矿源层可提供矿质，控制金矿成矿背景、显示层控特征，对金矿床的形成起了至关重要的作用。

本文主要讨论金矿床的成矿物质来源问题，确定矿源层的途径，和研究矿源层的找矿意义。

## 矿源层和含金建造

澳大利亚的奈特 (C. L. Knight, 1957) 提出矿源层的概念时<sup>[1]</sup>曾指出：“多数矿田中的所有硫化物矿体，都来源于沉积盆地特定的同生沉积物，而且各种硫化物，在周围岩石温度升高的影响下，发生了不同程度的迁移。”

随着层控矿床理论和找矿实践的不断深入，我国金矿床的研究已证实和全球一样，约75%的金矿

储量集中在太古宙变质岩区，而且金矿床都受一定地层控制。世界上已知重要含金地层有北美大陆上的基瓦汀超群、耶洛奈夫群、提敏斯群、霍姆斯塔克群；澳洲西部伊岗地块上的卡尔古利层；南非洲大陆上的塞巴奎群、布拉瓦约群及斯威士兰超群、维特瓦特斯兰德群；印度地盾上的达瓦尔群等。我国金矿集中区的含金地层有华北地台上的太古代胶东群、鞍山群、太华群、迁西群、五台群、集宁群；元古代的辽河群及华南地台的碧口群、歪头山组、陈蔡群，泥盆系的古道岭组等。

研究程度较高的胶东金矿集中区内，上太古界胶东群的含金丰度均高于地壳平均值 (表1)，各岩组自下而上，含金丰度 (集中参数均值) 渐次增高，唐家庄组为4.81ppb，旌旗山组为6.3ppb，化山组为15ppb，民生组为43.4ppb，富阳组为45ppb。从岩性来说，中基性火山岩建造的含金丰度，远比角闪二辉麻粒岩相建造和变质泥质—粉砂质

胶东半岛金矿集中区胶东群地层含金丰度

表 1

组	变质建造	样数	算术平均值 (ppb)	几何平均值 (ppb)	集中参数均值 (ppb)	标准离差	变异系数 (%)
唐家庄组	角闪二辉麻粒岩相建造	37	5.38	4.23	4.81	5.09	105.8
旌旗山组	高角闪岩相变质泥质—粉砂质建造	54	6.6	6.0	6.3	4.4	70
化山组	低角闪岩相变质中基性火山岩	114	19.3	10.8	15.1	37.4	263
民生组	建造	40	52.6	34.1	43.4	68.1	157
富阳组		20	50	39.7	45	35	78

(杨士望, 1986)

建造高得多。从胶东群黑云母变粒岩、斜长角闪岩和片岩3个人工重砂样品中(各重10kg),共淘出 $\leq 0.1\sim 0.01\text{mm}$ 的金粒1042粒,足可以说明,胶东群的含金量是相当高的。近年的地质文献中,多将胶东群作为玲珑式和焦家式金矿的矿源层。由于金矿床受胶东群控制,故称为太古宙的层控金矿床。

苏联H.M.斯特拉霍夫从沉积相的角度将类似于矿源层的地层,称之为隐含矿岩相(Микрорудные фации)。我国刘英俊(1987)认为<sup>[1]</sup>,含金建造为一列含金层位,即金的初步富集沉积建造,它是由含金层位和非含金层位共同构成的一套地层组合,并包括该建造有关的火成岩。在大多数情况下,含金建造本身不直接形成金矿床,而是经后期改造作用,为金矿化提供成矿物质来源。同时,根据含金建造中金的主要来源,可分为原始含金建造和衍生含金建造。前者金的来源应主要与上地幔有关,而且通过地壳演化早期优地槽、火山沉积作用在建造中形成原始含金层位;后者的金来自地壳本身,成因上与附近或先成含金建造的再沉积

有关。母瑞身(1987)<sup>[2]</sup>强调在一定的地质条件下,成矿前就已形成与金矿化有成因关系(提供矿源)的地质体,称其为含金地质建造。尽管上述地质术语有所不同,但与矿源层的涵义大同小异。

华南一些金矿集中区含金建造的金丰度一般较高,最高的金含量主要出现在该区最老的层位中(表2)。但也有后期地质事件和成矿作用使含金建造产生金亏损的,如浙江的陈蔡群金的丰度仅为4.9ppb,湘西沃溪附近的板溪群大多数样品仅为1.3~0.7ppb,西安矿区附近金平均含量仅达1.7ppb<sup>[3]</sup>,表明这些矿区及其附近的岩石,出现了金的负异常。

刘英俊还指出:在含金建造中,由于非含金层位和含金层位的共存和后者的尖灭,以及后期改造和能量叠加的结果,金的分布是极不均匀的,其中较显著的特点之一,就是往往金在构造层底部或区域不整合面上富集。

综上所述,金矿床的矿源层应是含金和不含金的地层建造,含金丰度高低并不是唯一的决定因素,而应综合考虑金的赋存状态和后期叠加的改造

地区	群	含金建造层位	岩性	样数	平均值(ppb)	含量范围(ppb)	均方差	变异系数(%)
浙江			左溪混合岩	28	3.8	2.1~11.2		
	陈蔡群	衍生含金建造		35	4.9	1.9~11.8		
	双溪坞群	原始含金建造		25	48.2	57.4~102.7		
湘西北	极溪群	五强溪组		23	6.9			
		马底驿组		67	5.7			
	冷家溪群			18	27			
赣北	双桥山群		千枚岩	14	11.35	2.7~4.2		
			基性熔岩	5	7.14	3~9.3		
			硅质钠长石岩	5	391.96	8.8~11.0		
粤西	震旦系	c组		42	13.21		6.24	47.21
		b组		13	7.67		3.46	45.08
湘西	水口群				11.7		12.1	103
					9.7		14.0	144
桂东	江口群				7.1		7.3	102
		五强溪组			9.2		7.0	76

(据刘英俊, 1987)

表 3

埋深变质分带		水文地质特性	
0	葡萄石—绿纤石相	区域地下径流带 (现代大气水)	
2800	绿片岩相	变质压实带 (不透水层) (现代大气水很少进入, 自由水已多进入富水矿物晶格中)	
4900		强压实带 (自由水或被封闭在显微裂隙、颗粒边界或贯通上移至不透水层下部)	
6000m	角闪岩相		
		9000m	

作用等。

### 矿质来源问题

研究金矿床的矿源层, 就必然涉及到矿质来源问题, 目前争论的观点, 不外是浅源说与深源说两大流派。

前述的矿源层或含金建造, 是属于浅源说的范畴, 其基点就是着重研究金矿床的围岩或容矿岩石的含矿性。

1984年苏联公布了科拉半岛超深钻的资料, E. A. Козловский 提出大陆壳内 4.5~4.9km 下部存在一个液态金矿源层<sup>①</sup>。张秋生教授在我国首届环太平洋成矿带学术讨论会上, 介绍了科拉最新深钻资料<sup>②</sup>及大陆 (古老克拉通) 深部结构; 现今古老地壳 (太古宙), 具有明显的埋深变质垂直分带性及其相应的深部水文地质特征 (表3), 在 800~4500m (4900m) 区间的绿片岩相岩石中, 除了后生的深部构造外, 基本上可视为一个巨厚的不透水“盖层”。在绿帘角闪岩相变质带以下, 虽然有强烈的片理化为其封闭的条件, 但由于成岩裂隙, 进化变质期及退化变质期裂隙的破坏, 可形成贯通和非贯通裂隙系统交替出现的地段。

按静压原理, 这些贯通裂隙多被封闭在巨大的不透水层之下, 使强压实带内的自由水可以流至贯通区顶部。这些深部的水温大于 400°C (绿帘角闪岩相) 并富含 Cl、I、F、B、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S 等离子, 具有强浸蚀性、强淋滤性和强溶解能力, 实质上是一种温度相当高的卤水。这些卤水经年龄测定, 一般都大于 10 亿年, 为早前寒武纪时期岩浆水与古大气水的混合物。早前寒武纪杂岩中的金, 历经 10 亿

年以上高温卤水的浸蚀、淋滤和溶解作用, 原岩中的金大部分被溶滤出来, 以挥发性很强的含金络合物, 聚集在上覆巨厚的不透水“盖层”下部, 从而在某些部位产生具有高压、富含金的卤水带。这就是所谓大陆边缘、古地壳深部液态含金矿源层假说。它是处于封闭条件下的含金矿源层, 规模大小可以不同, 含金浓度及其伴生的其他组份也可能存在差异, 然而, 一旦构造、岩浆活动破坏了原来的封闭条件, 矿源层的含金矿液就可以迁移至近地表形成金矿。张秋生教授认为华北陆台在中生代太平洋板块俯冲之后, 因大规模的深部构造活动, 将成为金矿聚集的重要条件。

这种古地壳深部液态含金矿源层的假说, 将成为形成金矿的理想模式 (张秋生, 1987)。无疑, 这对指导找矿有一定实践意义, 然而对热卤水运移矿质的地质论据, 尚有待进一步证实。从金在地球及其内部各圈层的丰度值 (表 4) 来看, 金的含量从地壳、上地幔、下地幔到地核是逐次增加的, 地核中达到最大聚集, 其含量高于地壳 3 个数量级,

地球及其内部各圈层金丰度值 (ppm) 表 4

元素	地球	地壳	上地幔	下地幔	地核
Au	0.8	0.0035	0.005	0.005	2.6
Ag	3.2	0.08	0.06	0.05	1.0
Au/Ag	0.2500	0.0438	0.0833	0.1000	0.2600

① 周明宝, 金矿成矿模式中若干问题的讨论 (摘要), 1987, 未刊稿。

② 张秋生, 大陆边缘古地壳深部液态含金矿源层——金矿形成的一个理想模式, 1987, 未刊稿。

金厂峪金矿迁西群各种岩石含金量

表 5

样号	岩石	Au(ppb)		样号	岩石	Au(ppb)	
		内测	外检			内测	外检
B01	斜长角闪岩	1	3	B12	黑云母闪长岩	1	5
B12	石榴斜长角闪岩	2	5	B40	花岗斑岩	4	3
B04	斜长角闪岩	1	4	VIIP32	花岗斑岩	4	3
B02	斜长角闪岩	1	<2	IP131	粗粒花岗岩	5	2
B03	斜长角闪岩	4	2	IP129-2	中粗粒花岗岩	8	5
B05	斜长角闪岩	1	<2	B2907	复脉	1650	1820

(据林尔为, 1987)

为地壳的 783 倍, 是整个地球含金量的 3 倍。若按地球总量计算, 则地壳含金量仅占地球金总量 0.002%。从这一点来说, 金具有深源性; 但对赋存于地壳中各种成因的金矿床研究证明, 大多数金矿床的矿质是多源的。近年来, 国内很多矿床学家提倡金的成矿作用为“二次成矿论”, 即首先沉积矿源层(或称为含矿建造), 经后期的地质事件产生的能源: 如岩浆侵入、区域变质、构造形变及天水混合溶液上升等, 使含金热液沿有利构造空间和层位成矿就位, 形成金矿床。

### 确定矿源层的几种途径

金矿床的矿层应概括为两方面的涵义: 第一是在金矿集中区内, 在空间上、成因上有一定联系的含金地质体; 其次金在载体矿物中易于活化、迁移。因此, 确定金矿床的矿源层就不能单纯根据含金丰度高低。例如, 对金厂峪金矿源层的含金丰度研究<sup>[4]</sup>, 区内迁西群主要岩石金丰度和含金量(表 5)有如下特点: ①所有岩石金丰度甚低, 为 3.1ppb (林尔为, 1987), 与以往文献上发表的结果(如杨连山等, 1979, 金厂峪迁西群丰度为 300 ppb)相差悬殊; ②变质杂岩的金丰度最低, 其中斜长角闪岩平均为 3.1ppb, 最高也不过 8ppb, 低者仅 1ppb; ③经混合岩化的岩石略低于未受混合岩化的岩石; ④花岗岩及火成岩脉是本区含金丰度最高的岩石, 花岗岩的含金量为 4.5ppb。

为了了解不同岩石中金的易溶性, 林尔为(1987)曾采用两种溶解方法: 第一种用王水溶解样品, 此时大部分硅酸盐矿物不能溶解; 第二种用氢氟酸+硼酸+王水系列溶样。处理后的样品测定金含量(表 6)表明: 斜长角闪岩几乎可以完全由逆王水提取, 无需全部破坏硅酸盐矿物。而其他岩石(如花岗岩), 只有用 HF 酸等溶样, 彻底破坏硅

金厂峪矿区不同岩石中金易溶性试验结果 表5

样号	岩石	Au(ppb)	
		王水溶样	HF等溶样
B52	中细粒花岗岩	1	4
B49	中粗粒花岗	1	8
B50	粗粒花岗岩	1	5
B53	花岗细晶岩	4	12
B59	黑云母闪长岩	1	77
B55	花岗斑岩	1	1
B01	斜长角闪岩	1	1
B13	斜长透辉石角闪岩	1	1
B02	斜长角闪岩	1	1
B14	斜长透辉石角闪岩	1	2
B04	斜长角闪岩	1	1
B05	斜长角闪岩	1	1
B12	石榴斜长角闪岩	1	2

(据林尔为, 1987)

酸盐矿物晶格才能提取样品中的金。王水只能溶解花岗岩中少部分金。这一结果足可说明: 不同岩石中的金存在形式是不同的。在斜长闪长岩中, 金是以易活化的形式存在, 在花岗岩中主要以稳定状态存在。因此, 金厂峪金矿床的矿源层, 应为斜长角闪岩。根据铅同位素研究<sup>[5]</sup>, 该区矿石铅为古老异常铅, 第一阶段铀铅体系定位时间为 33.34 亿年, 与斜长角闪岩 32.68 亿年的变质年龄吻合, 反映了矿石铅来自围岩, 这些数据正和上述结论一致。

在太古宙地盾区, 由于遭受了不同程度的变质作用, 现在变质岩的含金量, 绝不是岩石原始含金量。显而易见, 金在低于沸石相的变质作用初期, 就已开始流失, 也就是说, 在变质岩区, 现有岩石金含量分析结果, 主要代表若干次地质作用改造后不易释放的金含量, 并不反映岩石的原始金含量。

众所周知, 世界上金矿总储量主要是与太古宙

西澳卡姆巴尔达地层中贵金属含量 (平均值, ppb)

表 7

地 层 岩 石	钼	金	铈
上部上盘玄武岩 (含硅高镁玄武岩)	15.6	5.0	0.35
底部上盘玄武岩 (含硅高镁玄武岩)	13.7	3.1	0.36
薄层科马提岩流 (鬣刺部分)	9.2	4.6	1.19
薄层科马提岩流 (堆积部分)	3.5	7.7	4.67
卢南富矿体的低品位浸染带的硫化物组分	2320		318
卢南富矿体的接触带矿石的硫化物组分	1220		193
层流沉积物	9.9	146	0.28
上部底盘玄武岩 (低镁系列玄武岩)	1.6	718	0.09
底部底盘玄武岩 (高镁系列玄武岩)	12	12.6	0.45
海底玄武岩	1.9	0.6	0.04

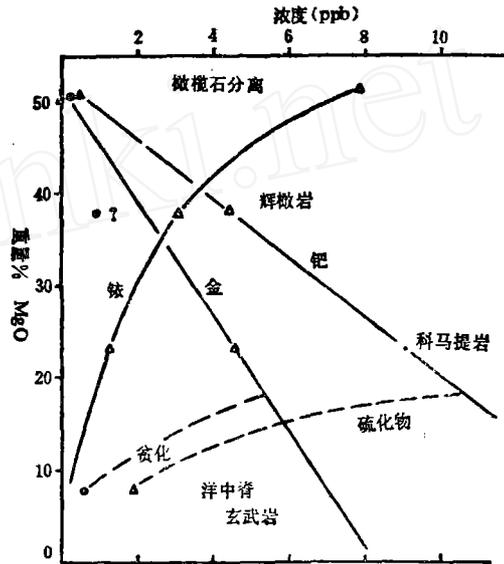
(据Keays, 1982)

绿岩带及绿岩带再造的地质体有关。在绿岩带中, 主要的岩石类型为超镁铁质和镁铁质火山岩。所以, 一般认为绿岩带金矿的形成与超镁铁质和镁铁质火山岩有关。在巴伯顿绿岩带中, 具鬣刺结构的科马提岩金含量仅为 0.27ppb, 块状科马提岩含量为 0.54ppb; 在西澳卡姆巴尔达具鬣刺结构的科马提岩含量为 7.13ppb; 在堆积带中科马提岩的含量为 6.43ppb。这些数值反映了科马提岩含量变化较大, 而且含量较低。

R. R. 凯伊斯 (1982) 将玄武岩中的金分为两类: 一类是易释放的金, 另一类是不易释放的金。太古宙绿岩带有 4 种类型镁铁质火山岩: 即低镁玄武岩系列 (拉斑玄武岩)、高镁系列 (玄武质科马提岩)、含镍系列玄武岩 (玻吉安山岩) 及科马提岩。其中低镁系列玄武岩含量很低, 一般是在 0.5~1ppb 左右, 最高 2ppb。高镁系列玄武岩和含硅-高镁玄武岩, 都有高含量的钼、铈和金(表7), 因此被认为是金矿床的矿源层。国外绿岩带的资料表明, 典型科马提岩已损失一部分金, 原因是科马提岩浆中的硫饱和和产生在高水平的岩浆房中所致。在这种情况下, 金和亲铜元素将混入硫化液滴中, 这些液滴进入海水, 就发生反应, 所以科马提岩为金矿的矿源层。

无疑, 在大洋玄武岩的冷凝过程、经受变质作用、构造变动和地质事件中, 都可从原岩中流失一定的金, 所以现在确定绿岩带中超镁铁质和镁铁质岩的原始金含量是有困难的。R. R. Keays 等在研究镁铁质熔浆分异作用时, 认为钼、钼、金的含量随镁含量减少而有分馏趋势 (见图)。很显然, 钼

和金随硅酸盐熔浆的分馏作用而增加, 直至它与硫达到饱和时为止。在这个阶段, 所有贵金属将被分离出来, 被不混溶硫化物液滴所净化。同时熔浆也将很快地贫化这些元素。洋中脊玄武岩的玻璃质可作为由于硅酸盐熔浆达到饱和时贵金属大量贫化的



科马提岩及其有关岩浆中钼、钼和金随镁含量减少的分馏趋势图

(据Keays及Green等资料)

例子。有大量的证据表明, 经受各种变质作用时, 金将活化迁移, 而钼在蚀变过程中则保持惰性。因此, 为了确定超镁铁质和镁铁质原岩的含金量, R. R. Keays 应用保存较好的苦橄岩的 Pd/Au 比值, 以及科马提岩中 Pd 值来估计太古宙绿岩带中科马提岩 (或称苦橄岩) 作为对比的标准。

王安建 (1986) 按上述论点, 作了进一步引伸。由于贵金属钼 (Pd) 在超镁铁质岩浆结晶过程中与金的地球化学性状相近, 二者的比值近似为一常数: 即  $Au/Pd \approx K$ 。但在成岩作用、乃至变质作用过程中, Pd 呈惰性, 保持其原始含量不变, 而岩石的金则有所不同, 常易活化迁移, 通过:

$$Au(原) = Pd(原) \times K$$

可推算出没有发生金迁移时, 岩石的原始含金量:

$$Au(原) = Au(易) + Au(样) \textcircled{e}$$

由于 Pd 含量始终不发生变化, 故可推导为下式:

$$Au(原) = Au(易) + Au(样) = Pd(样) \times K$$

⑥ Au(样)为现有样品的分析值。

国外太古宙绿岩带超镁铁质岩石金、钯分析及计算表 (ppb)

表 8

地区	岩石或地层名称	样品分析		原始金含量 Au(原)=Pd(样) ×K	易活化金含量 Au(易)=Au(原) -Au(样);	备注
		Pd	Au			
西澳卡 姆巴 尔达	上部上盘玄武岩 (含硅高镁玄武岩)	15.6(6)	5.0(6)	5.77	0.77	金流失
	底部上盘玄武岩 (含硅高镁玄武岩)	13.7(13)	3.1(13)	5.07	1.97	金流失
	薄层科马提岩 (鬣刺部分)	8.8(11)	6.0(11)	3.26	-2.74	金富集
	薄层科马提岩 (堆积部分)	7.74(10)	5.5(9)	2.9	-2.6	金富集
	底部底盘玄武岩 (高镁系列玄武岩)	12.0(5)	12.6(5)	4.44	-8.16	金富集
西澳克利 弗得山	科马提岩 (鬣刺结构部分)	8.19	2.96	3.03	0.07	
		9.48	0.54	3.5	2.96	
		8.3	0.69	3.07	2.38	
		8.9	0.82	3.29	2.47	
	中细拉橄辉岩 (堆积部分)	8.45	0.24	3.12	2.88	
		6.19	0.35	2.29	1.94	
		5.91	0.35	2.18	1.83	
		7.1	0.31	2.62	2.31	
南非巴伯顿 (绿岩带)	鬣刺结构科马提岩	5.9	0.53	2.18	1.65	Pd7个样品 平均值为 4.8
		6.0	0.16	2.22	2.06	
		6.0	0.20	2.22	2.02	
	块状科马提岩	3.3	0.11	1.22	1.11	Pd10个样 品平均值 为4.2
		4.2	0.32	1.55	1.23	
		4.1	0.66	1.51	0.85	

(据王安建, 1987)

上式K值即 R. R. Keays 以哥伦比亚高尔哥纳岛的白垩纪科马提岩中钯的平均含量为 11.1ppb, 金的含量为 4.17ppb, 因此,  $K = Au/Pd = 0.37$ 。

现将西澳卡姆巴尔达地层和西澳克利弗得山薄层科马提岩及南非巴伯顿绿岩带中科马提岩金含量计算结果列于表 8。

西澳卡姆巴尔达超镁铁质岩石中Pd含量较高。从易活化金的含量看, 成岩之后流失量很少, 并在矿体附近出现负值, 说明发生了金的聚集。西澳克利弗得山科马提岩的Pd含量与同类岩石比较低; 堆积部分低于鬣刺部分, 说明岩流在上升时达到饱和, 很可能已逸出部分富含贵金属的不混溶硫化物; 易活化金的含量为 0.07~2.96ppb, 说明了从成岩作用至今每立方米岩石已损失金约 7ppb。南非巴伯顿地区科马提岩与西澳两地区同类岩石具有较低的Pd和Au含量, 岩石堆积部分Pd含量明显低于鬣刺部分, 说明岩流上升之前, 已达到硫饱和, 贵金属的不混溶硫化物在较深部可能已脱离了岩石的结晶系统, 但原始金含量高于现有分析值 (平均为 2ppb)。部分易活化金可能在成岩或成岩之后已逸

失。

由表 8 可知, 科马提岩具有高含量易活化的金, 又与科马提岩浆形成的高温及晚期不混溶硫化物的形成密切相关。根据实验资料, 温度每升高 100°C, 硅酸盐熔浆中硫的容积可增加 5~7%; 因科马提岩喷出温度高达 1200~1600°C, 所以硫的容积很大。只有岩浆上升到地壳高处时, 硫才可能达到饱和, 并固结在岩石之中, 形成金的矿源层(岩)。

必须强调, 在绿岩带中与超镁铁质、镁铁质火山岩紧密共生的含硫化物层流沉积岩和浅成橄辉岩透镜体, 皆可视为金的矿源层。层流沉积物是指海底火山活动间歇期形成的一种富含有机质和硫化物的沉积物, 成岩后可萃取大量活化金。如西澳卡姆巴尔达地区含有约 50% 的层流沉积, 平均含金量为 146ppb

浅成纯橄辉岩透镜体常位于绿岩带最下部的超镁铁质岩中, 为岩浆分异过程的产物; 硫饱和的超镁铁质岩石常含大量的硫化镍和金。在后期地质事件中, 可将金活化迁移形成金矿床。



金的矿源层,应着重分别测定和计算可活化金的含量,及推测岩石的原始金含量,从而才能确定矿源层。在论证金矿床的矿源层时,也可从稳定同位素的组成特征、岩石化学的浓度克拉克值,和成矿元素含量对比等方法进行探讨。

确定矿源层或含金建造,是研究金矿集中区成矿背景的基础,是找矿远景评价因素之一,并具有找矿预测的指导意义。

在绿岩带地区找矿工作中,固然要重视科马提岩及基性火山岩的赋存和分布,也应注意成岩期层流沉积物和浅成透镜状纯橄辉岩体中金矿床或金矿化的发现。

今后仍应进一步深入研究金的同位素 $^{197}\text{Au}$ 组成,它可直接追踪金的来源。

#### 参 考 文 献

- [1] 刘英俊,地质找矿论丛,1987,第4期.
- [2] 母瑞身,地质找矿论丛,1987,第4期.
- [3] 万嘉敏,地球化学,1986,第2期.
- [4] 林尔为,长春地质学院学报,1987,第1期.
- [5] 林尔为等,长春地质学院学报,1985,第4期.
- [6] 王安健,地质找矿论丛,1986,第3期.
- [7] 沈保丰,国外前寒武纪地质,1984,第7期.
- [8] 刘易斯, A.,地质科技动态,1984,第7期.
- [9] 郑明华等,《国际交流地质学术论文集》,地质出版社,1985.
- [10] Knigh, C. L., Econ. Geol. vol. 52, 1957.

### On Source Beds of Gold Deposits

Zhen Yunqing

Source beds of gold ores or gold-bearing formations offer a basis for studying the metallogenic background of gold deposit concentration areas, and is a factor for evaluating the exploration prospects of gold deposits. Such a study is of significance for metallogenic prognosis and exploration guide. The recognition of the source bed of a gold deposit should not solely depend upon the gold abundance of the rocks. The study of primitive gold content in rocks or remobilized gold content must be enhanced. For source bed investigation, stable isotope composition characteristics, petrochemical concentration clarke and content ratios of various ore-forming elements may also be used.

## 豫西小秦岭东闯金铅矿床成矿规律与找矿方向研究

### 取得成果并通过部级鉴定

小秦岭金矿田是我国著名金矿产区之一,东闯金、铅矿床是其中一个重要矿床。该矿床是一大型金矿、中型铅矿,目前正在勘探和建设。

受武警黄金指挥部委托,1987年4月~1988年10月,以北京科技大学(原北京钢铁学院)地质系为主,武警黄金9支队协作,首次对该矿床进行了成矿规律和找矿方向研究。该项科研成果于1989年1月19日在北京科大通过了技术鉴定。

鉴定认为,该项研究在总结前人,特别是黄金9支队资料的基础上,经室内外研究,阐明了矿床地质情况;首次用包裹体研究测定了均化温度、压力、深度、成矿溶液盐度、密度、成矿溶液液相和气相成分、pH、Eh和氧逸度等矿物的物理地球化学参数。通过稳定同位素、微量元素地球化学研究,探讨了成矿热液及金的来源、矿床成因。利用

多种方法、手段和图件,提出了成矿规律与找矿方向。指出该区东南方向深部可能有盲矿体存在,后被生产单位坑探工程证实,并获得了一定的金、银、铅储量。鉴定认为,该项研究具有一定的科学和实用意义。

成果鉴定委员会组成是:主任、学部委员宋叔和,副主任、学部委员池际尚和康永孚高级工程师,委员有:童光煦、徐恩寿、张燕石、荣俊奎、寸硅、宋国瑞、仇相国和周传新等专家。冶金部科技司成果处长李尚谔(高工)、武警黄金指挥部地质处长梁厚锋(高工)、北京科大校长王润教授等到会,并讲了话。

随后,冶金部颁发了科技成果鉴定证书。

[肖京]