

金矿床的生成条件、 预测和找矿原理



长

项仁杰 杨培英 杜笑菊 译
史宗周 栾祖谦 校

武警黄金地质研究所 编
冶金工业部 情报研究总所

知

PDC

内 容 提 要

本书是根据苏联科学出版社1983年出版的《Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений》一书翻译的。

本书是论文集,介绍了西伯利亚原生金矿床和砂金矿床的地球化学、地质学和矿物学方面的资料。这些材料是根据对金所作的中子活化、原子吸收和显微光谱等大量分析取得的。在坡积和异地沉积的风化壳、砂矿、土壤和水化学成分形成条件下,为成矿作用过程中,地球化学亲缘元素的分异现象提供了理论依据。指出了在普查和预测各种建造和不同景观条件下的金矿化时采用地球化学和水地球化学调查的可能性。

本论文集可供从事金矿床研究的地球化学人员和地质人员参考。

前 言

提高金属矿床预测和找矿效果,不仅需要收集大量地质信息,改进分析工作,而且还取决于对地质人员拥有的全部资料进行对比和分析的理论和方法的完善程度,这一点未必有谁会怀疑。问题是首先要查明矿省、矿区和矿床发展过程中地球化学的总趋势,要会评价和利用地球化学资料确定矿体的地质位置和对矿体作出初步评价。正确利用对总体地质情况的了解来解释分析结果也是很重要的。

除了查明矿床在全球、区域和局部地区总的空间分布规律外,成矿作用过程中和成矿作用之前的整个区域地质史发展进程中,我们感兴趣的元素及其伴生元素的地球化学知识是金属矿床预测和找矿方法理论发展的基础。

正是这些问题和与此有关的金矿地球化学和地质学的问题,以及利用地球化学知识进行成矿分析,完善找矿方法等方法性问题,三十多年来一直是本论文集作者的研究对象。

苏联科学院西伯利亚分院地质和地球物理研究所地球化学研究室在保持西西伯利亚地质学派(В.А.奥勃鲁切夫, П.П.古德科夫, М.А.乌索夫, Н.Н.戈尔诺斯塔耶夫, Ф.Н.沙霍夫, Ю.А.库兹涅佐夫, В.А.库兹涅佐夫和西伯利亚其他一些矿产研究人员)悠久的传统威望(其特点是,不仅涉猎的研究课题广泛,野外与室内对地质现象的研究精益求精,而且首先有面向实际的明确工作方向)的同时,从工作一开始就对金及其成矿富集条件作了大量的研究。

考虑到金矿普查和勘探人员对地质和地球物理研究所过去出版的著作中有关金矿地质学和地球化学的问题*很感兴趣,我们一如既往地文集中收集了阐述下列问题的文章:在成矿规律研究中扩大应用地球化学的可能性不同建造类型矿床的形成和分布规律;矿田表生带和沉积作用过程中,其中也包括砂矿发育过程中金的性状。有的文章还讨论了金矿放射性地球化学和水地球化学的研究成果,并指出了这些方法用于找矿的可能性。

*如西伯利亚金属矿床地质学和地球化学, 1965; 金和稀有金属的地球化学和成矿条件, 1972; 在地球化学作用过程中金和稀有元素, 1976。

目 录

前 言	(ii)
金的成矿地球化学	(1)
Ю·Г·谢尔巴科夫	
黄铁矿-多金属矿床含金的条件	(19)
Ю·Л·谢尔巴科夫等	
阿尔泰-萨彦褶皱区的含金性	(43)
Л·В·阿拉宾	
库兹涅茨阿拉套和鲁德内依阿尔泰砂卡岩中的金矿化	(53)
Л·К·帕夫洛娃	
为研究金矿床而进行的放射性地球化学调查	(65)
В·А·兹洛宾	
外贝加尔的断裂破坏与金矿化	(73)
В·Н·拉宾	
金矿田表生作用带中金的性状	(83)
Н·А·罗斯科亚科夫	
金(III)与土壤腐植酸生成络合物的常数	(114)
Г·Н·谢缅耶欣等	
萨拉伊尔东北部砂金的形成及其供给源	(118)
Г·В·涅斯捷连科等	
论沉积作用过程中金的性状	(140)
Г·В·涅斯捷连科等	
马林斯克原始森林中宁斯克矿田的水地球化学特性	(148)
Л·М·波波娃	
金矿化的水地球化学调查	(154)
В·А·沃罗特尼科夫	

金的成矿地球化学

Дж. М. 麦克拉伦(1908)、Э. Дж. 邓恩等人(1929)的著作,以及B. Г. 埃蒙斯(1973)编写的世界绝大多数最著名金矿的综合报告阐述了金矿形成和全球分布的规律。B. 林德格伦(1932)、B. A. 奥勃鲁切夫(1961, 1963)和Г. 史奈德洪引证了金矿床的结构、成分和地质位置方面的大量资料。Ю. A. 毕利宾(1961)的著作对制定一般的、特别是金的区域成矿规律分析总的原则,过去曾有,现在依然有特殊意义。目前有充分理由认为,在研究成矿规律方面,С. Д. 舍尔(1972、1974)的著作资料最丰富,内容最广泛。上述这些著作从不同的角度探讨了诸如成矿过程中物质来源(特别是金的来源)的评价、矿床和成矿省的分类、矿石成因、以及岩浆岩和围岩在成矿中的作用等问题。但是,这些著作的共同特点是,主要研究了地质、结构构造、岩石矿物、成因或经济方面的问题。地球化学问题虽然涉及到了,但没有研究金及其伴生元素在全球建造内的分布资料,也没有把地球化学知识用于成矿规律分析。地球化学资料之所以只用于评价金矿石形成的物理化学条件,而未用于研究金矿石在某些成矿省和某些构造-建造带中发育的真正原因,是因为不久前测定矿田范围以外的岩石中金克拉克值的分析方法灵敏度不够。我们想通过高灵敏度中子活化分析法和原子吸收分析法对无矿岩石中的金进行分析,以实现成矿规律研究的可能性(谢尔巴科夫, 1963、1967; 谢尔巴科夫、佩列若金, 1964)。目前,金的地球化学著作,包括金在成矿省分布方面的著作相当多,甚至连最重要的著作都不可能一一列举出来。库珀(1971)就这个问题列出了十分全面的附有简介的图书目录。在P. B. 博伊尔(1979)专著中对金的地球化学及其主要矿床作了最新的详尽描述。但是,金矿床的组份、建造隶属、丰富程度、物质来源等因果制约关系和金矿床产生的事实本身一样,依然研究得很不够,需要进一步研究。我们认为,首先应从地球化学方面研究。

本文篇幅有限,不可能对金的地球化学作全面的描述,所以除了金的最一般特点外,我们只谈一谈作为各种金矿建造及各类成矿省物质来源指示的金及其伴生元素分布的一些特点,以及作为矿化岩相和矿化潜在价值的指示。上述这些规律中,有一些已查明并发表(谢尔巴科夫, 1967、1974、1979; 谢尔巴科夫、罗斯列亚科夫, 1979; 博伊尔, 1979),另一些在本文中首次发表。

同时,将金和其它元素的地球化学资料合理地用于成矿分析,不仅需要了解它们的个别特点,而且要了解地球物质的地球化学演化总趋势。对于使元素重新分布和最终导致成矿的地质作用系列产物中,元素的数量关系做系统对比,可详细地查明,元素的任何自然富集、形成条件对其成分、形态和规模的制约性。所以在着手研究金及其伴生元素的地球化学具体资料之前,先要谈一谈这种分析的一般原则和方法。在此基础上,我们根据元素在自然界各个谱系水平上分布的趋势提出了地球化学分类问题,更确切地说是宇宙地球化学的分类问题。所谓谱系水平就是物质在矿物、岩石、以及它们的自然组合——建造、成矿区、地圈和更大一级的宇宙系中的组织方法。正因为研究了能说明元素在如此不同级别的自然产物中分布的总概念和相关概念,才能够更广泛地运用元素成分资料来探讨各个矿床、矿床建造类型和大型矿区的成因和预测评价问题。

地球化学分类和成矿规律分析

在保持我们早先采用的元素在原始的和派生的宇宙地球化学系中相对分布的对比原则的同时(谢尔巴科夫, 1965、1976、1978、1981), 我们想在下面提出的分类中用元素的连续四次二分法进行深入研究, 以查明元素每次共同富集的局部原因、范围和特点。我们以元素在宇宙分布及其在CI型炭质球粒陨石(μ)、玄武岩类(V)和泥质页岩(C)中的平均含量做为原始资料, 按 V/μ 和 C/V 的比值将所有元素划分成富集范围、富集方式和形式不同的组合。

根据元素在宇宙的分布, 分为主要元素(硅 = 10^0 时 $\geq 10^3$)、微量元素($10 \sim 10^2$)和稀有元素(≤ 10)。根据元素在恒星和陨石物质光谱中的相对分布, 元素分成二类: 易挥发的元素, 它们构成了宇宙物质的大部分; 难挥发的元素, 主要在陨石和太阳系的内行星中(见图1)。根据元素在玄武岩类(地壳最原始的物质)和CI型炭质球粒陨石(最符合原始地幔的成分)中的相对富集程度, 也就是根据 V/μ , 又将元素分成二组: 聚集在玄武岩类中

H																	He						
Li	Be																	B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg																	Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr						
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc*	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe						
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At*	Rn						
Fr*	Ra	Ac	Ku*	*	*																		
		89	104	105	105																		

銅系元素和銅系元素

Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Th	Pa	U	Np*	Pu*	Am*	Cm*	Bk*	Cf*	Es*	Fm*	Md*	Nb*	Lr*

图1 元素的宇宙地球化学分类

1~4; 当硅原子为 10^6 时按宇宙存在量分类1>1000 (主要元素); 2) 10~1000 (微量元素);

3) <10(稀有元素); 4) T*只是在恒星中才有的和人工得到的元素; 5~11: 按重力系统中的类似性和分布分类: 易挥发的离心最强的元素, 与陨石和地球物质相比, 它在恒星和外行星中明显占优势; 5) 亲氧元素; 6) 亲氧元素; 7) 难挥发的元素, 在陨石和内行星中明显占优势; 成岩的(包括硅酸盐的)亲氧类 $SO = (V/\mu_c > 1 \text{ 时 } C/V > 1)$; 离心型的; 8) 硅酸盐亲氧类 $Sh = (V/\mu_c < 1 \text{ 时 } C/V > 1)$, 非离心型的; 9) 铁质类的亲氧类 $fo = (V/\mu_c > 1)$; 10) $C/V < 1$ 铁质类的亲氧类 $fh = (V/\mu_c > 1 \text{ 时 } C/V < 1)$; 离心型的; 11) 每一组中极少活动的元素, 元素含量均值: V—玄武岩类中的; C—泥质页岩中的; μ_c —CI型碳质陨石中的。这些均值是由 A. II. 维诺格拉多夫(1962), K. K. 图雷基安, K. H. 韦德, A. G. W. 卡梅伦(1959); E. 安德斯(1964); G. G. 戈尔斯(1969)等人计算得出的。

的元素($v/\mu > 1$),其特点是在其地质历史中以氧化物为主,而成分上与B.M.戈德斯密特的亲石类元素组明显不同,我们把这类元素称为亲氧类(o)。没有聚集在玄武岩类中($v/\mu < 1$)的大多数元素随条件不同,与硫、氧相结合形成各种化合物,部分元素呈自然状态聚集,我们把这类元素称为异氧类(h)。我们称 v/μ 为亲氧性系数,或壳下离心性系数。

亲氧成岩元素类和异氧成岩元素类每类又根据 c/v 比值,即硅铝性系数分成二个亚类。在泥质页岩中(c)硅铝质元素比较集中($S = c/v > 1$),在玄武岩类岩石中(v)铁镁质元素比较集中($f = c/v < 1$)。在宇宙重力系统中的聚集区铁镁质异氧类fh是向心型的,这是因为它们形成的化合物聚集的密度最大、温度最高。铁镁质亲氧类fo,由于它们主要和氧、硅有关,从而形成致密性较小的化合物,属离心最小的。硅铝质异氧类sh,除它们的矿物比重较大外,具有形成温度低的特点。我们把这类元素归为非离心型的,因为与陨石和原始地幔物质($v/\mu < 1$)相比,它们在地壳中一般很贫乏,而且是正的壳内离心性——硅铝性($c/v > 1$)。在陨石中它们主要聚集在低温陨石相里,是炭质球粒陨石和远离太阳的小行星所特有的。这证明这类和那类元素从炽热的气尘云中凝聚出来。这些元素不仅在玄武岩中,而且在大陆型的地壳里均比炭质球粒陨石里少得多,其原因是,这些元素的化合物比重大,地球是由已经冷凝的气尘云形成的。看来,这些原因决定了它们继铁-镍雨之后下落,并最大限度地聚集在下地幔中。最后,在地球和火星这一类最初“冷却”的行星中,硅铝质亲氧类so由于密度不太大($2 \sim 3.5$ 克/厘米³)和所形成化合物的温度中等,处于离心位置。随着矿物形成温度升高到 $200 \sim 300^\circ\text{C}$,硅铝质亲氧类的离心位置就被非离心型元素所占据。

进一步确定上述成岩元素的四个亚类中每一亚类的地质位置,需要把它们划分成距物质源远近不同的或活动不同的若干组。这种划分方法完全能够突出每个划分出的元素组合在所研究的元素分布三个方面(物质的、空间的和成因的)的特性(见图1)。

我们将聚集在分异残余产物中的元素列为每一组中距物质源较远和活动性小的元素。比一级、二级、三级等等级别中的原始系统最疏远的派生系统中元素聚集的程度被看作是衡量每一组元素的疏远性和活动性的尺度。元素的这种性质也发生周期性变化。偶数元素,特别是在表中部的偶数元素(如铂族元素)活动性最小,而边部的奇数元素(碱性金属和轻的非金属)活动性最大。随着元素离心性、亲氧性和活动性增大,地圈之间元素交换的能力和速度,也就是循环性,跟着增高。例如,元素在海洋中存留的时间:钙是120万年,碳是130万年,钠是350万年,钾是820万年,镁是1500万年。

果然不出所料,作为壳下离心性(亲氧性)系数 v/μ 和硅铝性系数(c/v)分类标志的明显的周期性显示出,шелл+припк的元素(钽-铌、锆-铪、铷-铯等等)的分布趋势最为相似(戈多维科夫,1979),对于按上述系数值判断尚不足以可靠地测定元素含量均值的一类岩石来说,明显的周期性可以,而且应该用来精确地确定元素系列含量的均值。

在进行成矿规律分析时,最好采用上述分类。因为这种分类是根据一定成因和空间位置组合中的元素的亲合性和共同聚集来同时研究元素和进行分类的。所划分出来的每一组元素在每一个含矿建造系列、每一类构造-建造带、地球化学省和相应的成矿省,以及在与物质源疏远程度不同的矿床组中,都有自己独特的堆积特点(见表1)。这种分类显示了元素地球化学性质的从属性,揭示出了所划分出来的元素组的地质-成因和物理-化

学的制约性。例如,在稀有元素系列中铁镁质和硅铝质的稀有元素明显不同,而在这二类稀有元素中活动性不同的亲氧类和异氧类聚集的地区和成因条件差别也相当大。E. A. 拉德克维奇(1959)按这种分类把成矿金属及其相应的堆积区划分成铁镁质的和硅铝质的建议得到了地球化学的支持,并能对这种性质进行相应的定量评价。进一步确定元素的地球化学性质对成矿规律分析很重要,因为某些成因产物的含矿性受地球化学性质制约和限制。例如,只有活动性小的铁镁质异氧类(fh)与阿尔卑斯型的超基性岩有关,活动性小的铁镁质亲氧类元素(fo)与非碱性的基性岩有关,活动的铁镁质异氧类(fh)与基性岩的深成分异物和伟晶岩有关。富集在花岗伟晶岩中的一系列元素也只限于硅铝质亲氧类。离自己的物质源较疏远的热液岩的成分相应地反映含矿区剖面的地球化学特点。同时,产在深断裂的和离物质源最远的顶端成矿相的矿床里,活动的异氧类最为富集(见图2,表1)。

为进行成矿规律分析,以上述分类为基础的地球化学分析机制是以运用地球化学上同源元素的相对富集系数(Ok)与陨石(CI)物质中这些元素的比值相比较为基础的。这种方法可以把元素的许多比值同各种克拉克值对比,因而可以查明任何岩石和矿石在其形成前的各种作用中所达到的地球化学分异的一般程度,评价岩石和矿石的原始物质的亲氧性(硅铝性)程度、矿床与其物质源疏远的大致级别、矿石沉积的岩相(根部相、中部相、顶部相),甚至可以间接判断矿化的大致规模及其在深部的稳定性(谢尔巴科夫等,1980)。

为了扩大上述元素分类应用的可能性,在成矿规律分析中把所有已知的成岩地质建造(包括成矿建造),和它们的发育区一样,划分成硅铝质的、硅铝-铁镁质的(过渡的)和铁镁质的三种地质类型。每一类又分为三种主要的地质建造成因类型:最高温的(岩浆的)、中温的(喷气-变质的)、低温的(外生的)。每一种地质建造成因类型又按照它们与原始物质源疏远的程度分成地质建造发育的三个相带,疏远最小的(k)、中等疏远的(c)、疏远最大的(a)。它们之间的过渡相带可用k-c、c-a和k-a表示。

相带和亚相带的代号取自Г. И. 波斯佩洛夫(1962)的热液系统划分(顶部(k)、中部(c)和底部(a))。因此,对于地质建造,包括矿石建造的每一种地球化学类型和成因类型均按三个系列标有较明显的k、c、a,以及它们之间

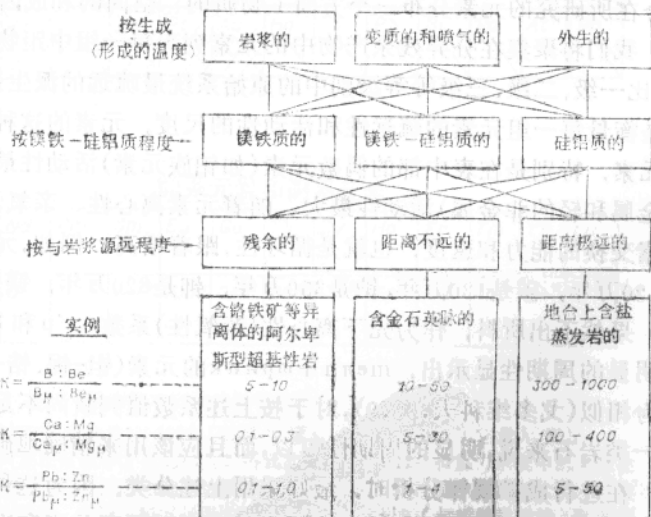


图2

的过渡相(见图2)。在最一般的情况下,成因类型和岩相类型相似的矿床形成了符合一定元素组的矿石建造系列,这些元素组有其固有的活动性或物质源一定的疏远程度。

元素的宇宙地球化学组及其富集

表 1

元 素 组	宇 宙 体 系	地 圈	区	岩 石 和 建 造 组		
				岩 浆 的	喷 气 的	外 生 的
H, C, N, O, F	α_0	大气圈、水圈、生物圈	亲 氧 的	岩 浆 气	喷 气 的	生 物 岩
He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn	αh	恒 星、外 行 星、慧 星	硅 铝 质	钙质火成岩类的	伟晶岩 云英岩	蒸发岩类、淋滤岩、水成的
K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ra, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Pa, U, Tb, Be, B	C_4	球粒陨石	地 幔	正长-粗面岩的, 花岗-流纹岩的	深成石英脉	砂矿和风化壳
Y, Al, Zr, Dy, Ho, Th, Er, Tu, Nb, Hf, Yb, Lu, Si, W, Ta,	C_3	行 星 的	质	花岗-闪长-英 安岩的	浅成石英脉	炭质页岩、生 物岩、砂矿
Cl, Br, J, S, As, Se, Sb, Te, Bi, Po, Hg, Tl, Pb	C_2	陨 石	铁	闪长-安山岩的	石英网脉和云 英岩	
In, Sn, Cd, Ge, Ga, Mo	fo	钙长辉长 陨石, C_1 , E_4	亲 氧 的	碱-基性岩的	辉长岩类中的 伟晶岩	溶液沉积岩 砂矿
P Na Ca Sc, Ti, V	fo	中陨铁、 橄欖陨铁	异 氧 的	基 性 岩 的	石英-硫化物 矿体	胶结带、含铜 砂岩、砂矿
Cu, Ag, Au, Zn, Co	fh	八面陨铁	镁 质	基性-超基性的	砂卡岩、黄铁矿 交代矿体	溶液沉积物、 砂矿
Mg, Mn, Cr, Fe, Ni, Rh, Pd, Ru, Os, Ir, Pt, Re	fh			超 基 性 的		

注 α —挥发性的, α_0 —亲氧的, h —异氧的, s —超铝质的, f —铁质的, C_1 —向心的, C_2 —离心力最小的, C_3 —缺乏向心的,
 C_4 —离心的, C_5 —离心力最大的。

金及其地球化学上同源的某些元素的性质

表 2

特 征	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Bi	Sb	As
核电荷	79	47	29	30	82	83	51	33
原子重量	196.967	107.87	63.54	65.37	207.19	208.98	121.75	74.9216
硅 = 10^6 时的宇宙存在量 (卡梅伦 1959)	0.145	0.26	212	202	21.7	0.3	0.227	1.70
电离电位 $I_{1,2,3}$ (阿伦斯 1952)	9.22 20.45 30.00	7.57 21.48 36.00	7.72 20.29 37.08	9.39 17.96 39.70	7.42 15.03 31.93	7.29 16.68 25.56	8.64 18.60 25.32	9.81 18.63 28.34
原子半径, Å (波林, 1964)	1.44	1.44	1.28	1.34	1.80	1.78	1.66	1.48
离子半径 (阿伦斯, 1952)	(I) 1.37 (III) 0.85	(I) 1.26 (II) 0.89	(I) 0.96 (II) 0.72	0.74	(II) 1.20 (IV) 0.84	(III) 0.96 (V) 0.74	(III) 0.76 (V) 0.62	(III) 0.58 (V) 0.46
离子-原子半径 (列别杰夫, 1969)	— (1.44)	1.45 2.02	(I) 1.28 (II) 1.47	1.35 1.56	1.75 2.10	1.55 2.01	— 1.40	— 1.25
负电性 (波林, 1964)	(I) 2.3 (III) 2.9	— 1.9	(I) 1.9 (II) 2.0	— 1.6	(II) 1.6 (IV) 1.8	— 1.9	(III) 1.8 (V) 2.1	— 2.0
原子密度	19.3	10.5	8.92	7.14	11.34	9.80	6.68	5.73
温度, C°: 熔融	1063	960.8	1083	419.47	327.3	271.3	630.5	814
沸腾	2600	1950	2336	907	1620	1420—1560	1380	615
正常的熵 S° (罗斯勒、兰格, 1966)	11.4	10.21	7.96	9.95	15.51	13.6	10.5	8.4
大卡/千克分子·度, 固相/气相	41.32	43.12	39.74	38.45	41.89	44.67	43.06	69.0
正常的熵 ΔH° , 大卡/克分子	82.92 72.83	69.12 59.84	81.52 72.04	31.19	46.34	49.7	60.80	35.7
等压位 ΔG° , 大卡/克分子	—	—	—	22.69	38.47	40.4	51.1	25.2
离子密度 d (谢尔巴科夫, 1967)	18.3	17.9	16.1	27.3	24.8	5.14	2.91	2.58
	—	—	29.7	—	—	28.8	40.0	54.5

(续表 2)

Hg	Te	Fe	Co	Ni	Pt	Pd	Ir	Rh
80	52	26	27	28	78	46	77	45
200.59	127.60	55.847	58.9332	58.71	195.09	106.4	192.2	102.905
0.408	2.91	85000	1800	27400	1.28	0.675	0.494	0.15
10.44	9.01	7.87	7.88	7.63	8.96	8.33	9.10	7.46
18.75	18.59	16.18	17.05	18.15	18.56	19.42	—	18.07
34.21	30.62	30.64	33.49	35.17	29.00	32.92	—	31.05
1.51	1.60	1.26	1.25	1.24	1.39	1.37	1.36	1.34
(II) 1.10	(IV) 0.70 (VI) 0.56	(II) 0.74 (III) 0.64	(II) 0.72 (III) 0.63	(II) 0.69	(II) 0.80 (IV) 0.65	(II) 0.80 (IV) 0.65	(IV) 0.68	(III) 0.68
—	—	—	1.62	1.60	1.37	1.38	1.35	1.58
—1.50	1.35	1.63	1.25	1.24	—	—	—	—
(I) 1.8	—	(II) 1.8	1.8	1.8	2.2	2.2	2.2	2.2
(II) 1.9	2.1	(III) 1.9	—	—	—	—	—	—
13.546	6.25	7.86	8.9	8.9	21.45	11.97	22.42	12.4
—38.87	452	1535	1495.0	1455	1773.5	1549.4	2454	1966
356.6	1390	3000	2900	2900	4300	2200	>4800	>2500
18.5	11.88	6.49	6.8	7.20	10.0	8.9	8.7	7.6
41.8	43.64	43.11	42.88	43.59	45.96	39.91	46.25	44.4
15.54	47.6	96.68	105	101.61	121.6	93	165	138
7.59	38.1	85.76	94	90.77	110.9	84	154	127
14.7	3.24	26.0	29.17	34.6	178.0	97.5	167.7	77.1
—	43.4	44.5	53.7	—	—	—	—	89.8

金的地球学特点

金是单一同位素元素($^{197}_{79}\text{Au}$)，属于第六周期第一B亚组。它的原子序数高，单数，所以核子对称程度低，这就导致金的宇宙存在量十分低，金原子与硅原子之比为0.145:100万(卡梅伦, 1959)。金的原子结构特点是被5d亚层充填，因之，除了4f电子的影响外，引起了外层6s电子与核结合力的特别弱的屏蔽效应，同时也说明具有象铂族那样高的电离电位(表2)。这就使阿伦斯(1964)得以解释，为什么金的首次电离电位9.223 μ 比第一个B亚组铜-银-金中的银增加2 μ ，以及金的独特的化学惰性。由此可以设想，硅酸盐岩石中金原子完全是中性的，这一点也被文森特和克罗克特(1960 a, b)关于金的含量在不同类型的岩石和矿物中缺乏规律性变化的结论所证实。至今许多研究者都赞同这个观点。但是，早在1963年我们得到的关于岩石中金含量随其碱度增高而增加的资料不多，使我们意识到金的分布与成岩硅酸盐的晶体结构性质有关(谢尔巴科夫, 佩列若金, 1964)。认为这种关系的最有说服力的标志是深部榴辉岩中辉石的金含量比其共生的石榴石有规律地高3~4倍(谢尔巴科夫, 1974)。有意义的是，在这种情况下石榴石铁的含量比辉石高得多，但是，尽管我们早已查明了岩石中金含量与铁的密切直接相关关系，我们还发现它们与矿物的内部结构的关系更大。看来，辉石的链状结构比石榴石的岛状结构更有利于金的富集。与其它金属相比，金的最大负电性(据波林1964年的资料为(I)2.3和(II)2.9)却说明它形成离子键的可能性相对最小，即使有较大的可能性，也是形成十分低的共价键。金产生金属键的能力和以自然状态富集在自然界表现最为突出。

金的原子半径值(1.44 $\text{\AA}$)与银相类似，说明这二种金属有充分的混溶性(见表2)。铂族、铜、部分铁与金的亲合性虽比银小，但仍然是很高的，这是因为这些元素的许多物理、化学性质，特别是元素有效的离子-原子半径相近有关(见表2)。这种相近性出

现在这些金属的天然混合物——钯金、铑金和铜金中。我们认为离子密度
$$d_i = \frac{A}{4/3\pi r_i^3},$$

是成矿作用中金习性的重要参数。式中，A—原子量， r_i — Au(III) 的有效离子半径。离子密度反映离子的自由能的相对水平，也就是反映它处于活动相时的潜在可能性(谢尔巴科夫, 1963、1964)。当元素的离子密度起系统的热力状态功能时，可以作为它们共生集合体的特殊参数。在其它相同条件下，元素大约按照离子密度降低的顺序由活动相过渡到固相，从而导致热系统损失。

络合物的稳定范围可能也取决于阳离子的离子密度。对比不同温度形成的矿床中金成分，使我们得以确定，高温金中离子密度比金大的元素，如钼、砷、钽和铜富集程度比较高，而低温金中则是离子密度值比较低的元素，如汞、碲、铋、银和铈富集程度比较高，对于中温矿床的金来说，离子密度与金相近的或略高一些的元素，如锌、铅、镉、镍、钴等元素高度富集(谢尔巴科夫, 1963、1974)。在其它矿物系列中所查明的元素富集顺序和富集程度与其离子密度的这种关系，使我们可以把这个值用作矿石建造，特别是金矿建造的独特动力坐标。

在阐明金在地球化学作用中的性状时，应该指出，在岩浆岩、变质岩、沉积岩，特别是各类热液岩形成的广泛物理-化学条件下，金的化合物具有很高的活动性。Б.И.佩谢维茨基(1969)和Г.П.科洛宁(1980)描述了金搬运的多种形式及其与热力条件的关

系。X.冈拉克(1963)列举了金的活性化合物最常见的搬运反应,它们的机制在于配合基的梯形交代。热液温度下降时,氯和溴的络合物经由水合氢离子络合物逐渐被金与硫酸盐硫和硫化物硫及碲的化合物所代替。在这个方向上溶度积降低,形成Au(I)和(III)的稳定的活性化合物的自由能也跟着降低。

在矿物中自然金很容易按电极电位减少的顺序从各种金化合物中还原出来(萨哈罗夫,1967)。金矿石富集主要有二种方式。一种是金与硫化物共沉淀,这时实际上所有的金(甚至当矿物中金含量极高时)都是亚显微状的析出物;另一种是石英脉中的金,在缺少硫化物或者大量硫化物析出之后形成比较大的金颗粒。在前一种情况下,金在矿石中呈分散状是金的亲铜性决定的;在后一种情况下,金在石英中大量富集是因为硅酸胶体具有保护金的性质,以及金的最大电极电位值所决定的金的最强沉淀能力。

金在岩石和矿物中的分布

金在地球中分布的主要趋势表现为明显的铁镁性($c/v = 0.6$)、异氧性($v/\mu = 0.027$)和向心性。因此它与铂族,其次与钴、铁和镁很接近。许多研究者指出,陨石、岩浆岩和其它岩石中金与上述元素的含量呈正相关。金的向心性概念,也就是向行星深部金富集程度增加的概念,是通过原始的原行星物质($\mu = 0.15$ 克/吨)、玄武岩类——原始的地壳物质($v = 3$ 毫克/吨)和粘土页岩($c = 1.8$ 毫克/吨)中金的平均含量对比而得出的,其表达式为 $\Pi_{Au} = c/v \cdot v/\mu = c/\mu c_1 = 0.007$ (谢尔巴科夫,1974、1976、1979)。

金在自然界存在的最稳定的天然形式,除了较高的温度条件,在热液岩中金呈固相富集(平均温度 $150 \sim 300^\circ\text{C}$)外,它与异氧类元素接近,这些异氧类元素既包括各类金属矿床中的铁镁质异氧类元素——铁、银、铜和锌,也包括硅铝质,特别是活动性较大的异氧类元素——铅、铋、碲及与金伴生的其它元素。金由炽热的溶液中沉淀温度不高,除了金在热液条件下搬运的上述多种形式外,说明金的活动性很强。在远离金的岩浆源和其它源的地方,金的富集能力极大。同时,这种情况并不经常发生,因为,金明显表现出来的从不同化合物中还原的能力使金在还原适宜的温度下沉淀在携出区不远的地方,甚至直接沉淀在携出区附近。金的上述迁移和富集的特点说明金的成矿建造的多样性。成矿建造不仅与其金属源的疏远程度不同,而且金属富集程度也不同。

但是,在着手分析金矿床成分和分布规律之前,我们先研究一下地壳中主要岩石类型含金克拉克值主要特点。我们将看到,正是这些特点首先决定了金矿床的建造属专性。

苏联科学院西伯利亚分院地质和地球物理研究所地球化学研究室从1963年起运用中子活化分析,以及初步放射化学分离法、原子吸收法和光谱化学法作了二万多个岩石和矿物的金分析,这些方法都用国内标准和国际标准(其大部分我们以前都报导过)以及其它实验室和各个作者的结果进行了系统校准。地壳岩石中金含量的主要结论如下:首先,可以断定,没有遭到热液变质的大多数各类岩石含金量为 $0.8 \sim 6$ 毫克/吨。地壳中金的平均含量,我们估计为 3 毫克/吨,也就是比B.M.戈尔德施密特所计算的平均含量(5 毫克/吨)和B.B.谢尔宾所计算的平均含量(4 毫克/吨)要低,甚至比我们以前计算的平均含量 3.5 毫克/吨(谢尔巴科夫,1979)还要低。

在岩浆岩中,低钙花岗岩的金含量($1 \sim 1.5$ 毫克/吨)通常是最低的。花岗闪长岩和斜长花岗岩的金含量增高到 $2 \sim 2.5$ 毫克/吨。在基性岩石中,金的平均含量大多为 $1 \sim 6$

毫克/吨, 接近碱性辉长岩类的下限, 在拉斑玄武岩中增高到 4~6 毫克/吨, 与西伯利亚地台北部铜镍矿床有关的暗色岩侵入体的粗玄岩中甚至高达 50~100 毫克/吨。超基性岩的特点是, 金的平均含量很高, 同时是岩浆岩中金含量最分散的 (1~2 到 10~30 毫克/吨)。在花岗岩类岩体中, 顶部和内接触带部分金的富集偶尔稍高。从碱度略高的深成岩体的早期结晶部分起, 在较酸性和碱性成分岩石的以后各结晶相中金含量下降的趋势一般很弱, 表现不明显。喷发岩通常比同碱度的粗晶质深成岩含金高 20~40%。这是由于含金的侵入岩完全失去了挥发相造成的。

含矿和不含矿花岗岩类的金含量没有系统差别。关于文献中提到的在这种金属《专属》的花岗岩中金含量有规律增高的论述, 我们可把它看作是当时有意或无意地统计了矿田范围内受热液变质岩石的部分分析结果。

在与金矿化肯定有关的花岗岩类中, 磁铁矿和含磁铁矿的黑云母和白云母副矿物金含量增高 (有时达 2~3 个数量级) 的现象频频出现, 我们所查明的这种情况后来被许多研究者所证实。在这种情况下, 我们甚至可以假设金在磁铁矿中呈不完全的类质同像。从金在岩石和磁铁矿中与铁、镍、钴等等元素的较高相关系数也可得出这个结论。这些元素与铁呈类质同像早已可靠地查明 (谢尔巴科夫, 1974)。同时必须指出, 磁铁矿对金的类质同像容量一般似乎不很高, 接近于 70 毫克/吨。这一点通过选取含量比较高的分析来破坏上述相关关系以及在相应的磁铁矿样品中查明游离金的微观包体就可判明。在任何情况下, 金含量较高的磁铁矿都证明花岗岩类有潜在的含金能力, 从中可回收金。

大多数沉积岩的金含量比岩浆岩要低。分布比较普遍的一类沉积岩——粘土和泥质页岩, 平均含金量为 1~1.5 毫克/吨, 偶尔高于 2 毫克/吨。砂岩中金的含量平均为 1.5~2 毫克/吨, 很少超过 3~4 毫克/吨, 含金区的杂砂岩海侵相主要含粉末状金。在地台型的长石砂岩和石英砂岩以及大多数碳酸盐岩中, 金的富集程度最低 (0.5~1 毫克/吨)。砾岩, 特别是含金岩石受冲刷形成的砾岩, 金的富集程度比砂岩要高。砾岩的金含量和某些黑色碳质页岩一样, 有时平均高达 10 毫克/吨。重要的是, 除了这种含金的砾岩和黑色页岩外, 很大一部分砾岩和页岩金含量并不高, 为 2~4 毫克/吨。虽然如此, 上述类型的沉积物, 除了沉积的铁矿石外, 我们依然认为是贵金属的主要外生富集体。

在变质岩中, 绿岩改造阶段的蛇绿岩带的变质火山岩金的平均含量最高 (2~6 毫克/吨), 且分布不规则。麻粒岩相和角闪岩相的片麻岩和结晶片岩金的富集程度最低 (0.5~1 毫克/吨)。在含金区, 在含金较高的岩石 (3~6 毫克/吨) 分布范围内和由这种岩石形成的钠质花岗岩类岩体周围比花岗岩岩浆结晶后留在花岗岩中的含金量往往高得多 (达 10~30 毫克/吨)。在这类地区热液变质作用的标志甚至表现不明显, 但在喷发岩发育的地段, 特别是火山机构附近, 金含量常常增高到 10~30 毫克/吨。

热液岩中金分布最不均匀, 在受高温酸性淋滤的岩石中金含量降到 0.5 毫克/吨, 在含硫化物, 和常常含游离金的迁移交代岩中金含量可高数百至数千倍。在切穿这类交代岩和多阶段形成的石英脉或石英-碳酸盐脉中金的含量更高。随着交代岩向石英脉过渡, 作用的早期向晚期过渡以及热液柱的根部相向中部相和顶部相过渡, 金发生重新分布, 大量金从成矿前大规模滑石-菱镁片岩化、青磐岩化、云英岩化的岩石中被带出, 随着作用的温度不断下降, 金越来越富集, 岩石渗透性也跟着减弱。在热液作用中金往往最大限度地富集在近地表的低温脉-网脉矿床中。这类矿床一般产在安山岩、英安

岩和流纹岩成分的火山岩岩颈中。

不过,要说明金矿床形成的地球化学特点,最好先研究不同时代、不同构造和地球化学特点的金矿成矿区中金矿床成分、岩相和建造属性的变化规律。

含金区的构造和成矿规律的特点

在全世界多种多样的成矿区中,金矿化虽分布极不均匀,但在某种程度上却到处可见。这里,我们不仅打算研究一下金矿化强度与褶皱系固结的时间和褶皱系中金矿化出现的时代关系,而且还要吸收一些有关组成成矿区的岩石的硅铝性-铁镁性程度的资料,可能时吸收岩石组构和地质历史特点的资料。此时(当矿田和矿区的一般研究程度允许时),要特别注意金矿化成分和岩相与矿田周围和下伏岩石的总成分和地球化学分异程度的关系。下面让我们按成矿建造形成的时间顺序和其总的地球化学发展顺序——由分异最差的铁镁质到经过长期地球化学演化的最复杂的硅铝质,来研究一下形成成矿区的成矿建造的成矿成分和地质位置。我们把带有一套特有的金矿建造的铁镁质-硅铝质成矿区看作是成矿区的上述二类极端地球化学类型之间的大型过渡类型。

在地槽发展早期阶段形成的、有超基性-基性岩浆作用,后来又未受改造的地区为铁镁质型的地球化学区。目前推测,迭置在洋壳上的地槽属于铁镁质型。这些类型与硅铝质型,特别是铁镁-硅铝质型相比,在地表分布相当少。这是因为它们在地球发展历史中很少可能保存其原生状态。

波罗的地盾卡累利阿-科拉铁镁质断块就是古老的前寒武纪铁镁质型成矿区的例证。它基本上是在30亿年以前形成的,长期以来实际上处于稳定状态,断块基底的“古老结晶物质”没有受到改造(包艾斯,1980;图尔钦科,1978)。它所特有的雷波耳期和后雷波耳期的断块构造为发生超基性-基性岩浆作用的活动渗透带奠定了基础。这种断块构造基本上没有改变卡累利阿-科拉断块的“铁镁质外貌”。

极贫而且单调的硫黄铁矿和黄铜矿矿床与地质环境发展的前雷波耳期有关,浸染型铜-镍矿化与基性-超基性岩浆作用有关。该区的金矿化以某些金-硫化物矿床(博伊茨和舒耶泽尔斯克)为代表。它们分布在东卡累利阿。这些矿床虽位于铁镁区,却在晚斯维科文期形成的。属另一种地球化学类型(铁镁-硅铝型)的相邻的斯维科文断块的开发与晚斯维科文期有关。

在其它地盾上几乎找不到象卡累利阿-科拉铁镁区如此广泛而明显的铁镁元素矿化区。根据许多古老构造的大地构造发展和岩石形成历史的分析,可以推测,在这些构造中可能存在着规模不大的太古代基底铁镁质杂岩。至于绿岩带中最古老岩石(津巴布韦昂维尔瓦赫母群下部和塞巴克维群)的基性-超基性杂岩,A.格利克松(1980)认为,它们可能属于《“开始痕迹”的最直接的相当物》。具有铁矿建造的最古老的西格陵兰杂岩(37亿年)区和西伯利亚地台的某些地盾区可属这类成矿区。

延至英国和爱尔兰北部的波罗的地盾加里东褶皱区相当于加里东铁镁成矿区。整个地区含金性很弱。C.Д.舍尔(1974)曾指出,这个地区的金矿化呈石英脉或石英析出体,产在与石英斑岩相接触的基性变质岩中(挪威),或者产在有中、酸性侵入体的炭质黄铁矿化的页岩和粉砂岩中(英国)。在后一种情况下,除金以外还有铁镁质元素,主要是铁、铜,少量锌、钴、镍富集。硅铝质异氧类元素(锗、铅、铋)数量不多。此

外, 据文献记载, 过去曾从南威尔士的黄铁矿矿层采过金。在北阿巴拉契亚山脉早古生代优地槽 (大洋型地壳所特有的) 厚层火山-沉积岩中产有含锌、金、银的黄铜矿矿化。在阿尔泰-萨彦褶皱系也有这个时代的铁镁型成矿区, 这里有锰矿、铁矿化和十分弱的黄铜矿矿化及金。在乌拉尔, 铁矿化以及含金的铜矿化与海西期的这种地球化学型成矿区有关。

北美狭窄的科迪勒拉带属于这一类比较年青的新生代构造 (金, 1972)。它主要由优地槽性质的厚岩层组成。这里金矿化不典型, 只在火山岩中有破碎的矿化带 (舍尔, 1972), 在该区的阿留申-阿拉斯加部分有少量砂矿。在加利福尼亚部分仅有汞矿化。

古巴岛中白垩世的花岗岩类岩浆作用比其它褶皱带的花岗岩类岩浆作用基性更强。此外, 这里《平缓的超基性岩层》广泛发育 (金, 1972)。该区金矿化很少, 只是在青磐岩化的安山岩中有硫化物浸染型矿化显示。

铁镁-硅铝型地球化学成矿区分布最为广泛。首先, 这是由于地槽早期的铁镁质沉积物受到后来造山期和造山后期作用改造所致, 在这二个阶段, 地壳的硅铝性增加, 随着硅铝性越来越明显, 混杂成矿建造: 铜-钼-黄铁矿-多金属、金-稀有金属相应地发育。其次, 一个旋回代替另一个旋回导致成矿区的硅铝性进一步增加。物质外生分异和岩浆分异的长期性和多次性加深了成矿建造系列的地球化学和成矿的多样性, 也增加了金矿床的矿物类型, 金属物质总的富集程度也随之提高。经历过造山发展阶段或多旋回阶段发育成的地质构造属于铁镁-硅铝质成矿区。这样的地区具有火山-沉积杂岩和超基性到酸性的岩浆产物。在前寒武纪, 这种地球化学类型成矿区分布在花岗岩-绿岩带中。

A. 格利克松 (1980) 划分出了“原生”和“次生”两种绿岩杂岩。“原生”绿岩由基性-超基性岩石组合组成, 辅以酸性火山岩。它们的地层层位比较低。“次生”绿岩杂岩中以基性-酸性岩石为主, 超基性岩数量不稳定。碎屑岩由火山岩和花岗岩组成, 产在“原生”绿岩杂岩之上, 比“原生”杂岩和花岗岩要晚。此外, A. 格利克松认为, 加拿大地盾的含金绿岩从岩石学和地球化学上看类似《次生》杂岩。根据这些情况可以将绿岩发育区及其中富集的金矿化划为铁镁-硅铝型成矿区, 其基底是铁镁质的。

前面曾经指出, 波罗的地盾卡累利阿-科拉斯断块 (铁镁型成矿区) 与其相邻的斯维科文断块明显不同。后者经历了较长期的地槽发展全过程。它主要由中、酸性巨厚的喷发岩组成, 花岗岩化作用广泛发育, 未蚀变的太古代基底缺失, 具有网状-镶嵌构造 (图尔钦科, 1978)。所有这一切决定了“新的”波利登和法伦型黄铁矿-多金属床 (有时有稀有金属矿化) 的成矿区的硅铝质全貌。波利登及其类似的矿床 (明斯特列克、维汉吉) 的特点是产在变质的石英角斑岩、英安岩、杂砂岩、厚层泥岩和石墨片岩带。在波利登矿床被硫化物浸染带包围的“致密”的硫化物 (主要是毒砂) 矿石、含金的石英-电气石脉和黄铁矿矿石。脉中金的含量平均达 50 克/吨。矿石中还含有银、硒、铋、锑, 甚至铀 (舍尔, 1974)。

C. И. 图尔钦科指出, 黄铁矿-多金属矿床含有相当发育的稀有金属矿化 (钨、铋、砷、金、钼系)。矿床分布在中芬兰大型花岗岩岩块和南芬兰褶皱区的接壤部位, 该花岗岩岩块被划为稀有金属矿带。在拉彭兰塔褶皱区斯维科文断块的北部产有铜-黄铁矿、铜-镍矿和不大的金-硫化物矿化的成矿带。法伦型矿床 (沃梅别尔格、奥利雅尔维, 等等) 黄铁矿矿体呈透镜体和柱状体, 产在高度变质的酸性火山岩中, 其中有碳酸盐岩夹

层,有些地方碳酸盐岩变成了矽卡岩。在铜矿石中含有铅、锌、砷和少量的金。奥托孔普、哈马斯拉赫提型铜-黄铁矿矿床除了主要的铜矿化外,还含有锌、钴、银和大约5克/吨的金。

总之,波罗的地盾斯维科文断块铁镁-硅铝质成矿区金矿化比较弱。部分金矿化与铁镁质较强的矿带,铜-黄铁矿和铜-镍矿带相共生,另一部分金矿化与黄铁矿-多金属矿带共生,兼含铁镁型(黄铁矿矿石)和硅铝型异氧类金矿化和硒、铅、铋、锑等等的石英-电气石脉。在稀有金属-硫化物矿化中含有金及一组活动性的硅铝质异氧类元素(锑、砷)和活动性小的亲氧类元素(钨、铜),据此可以推测,这两类元素至少部分来自矿田的围岩和下伏岩石。

波罗的地盾斯维科文断块的铁镁-硅铝成矿区与加拿大、圭亚那、南非、印度和西澳地盾的类似成矿区不同。后面这些成矿区的特点是绿岩带广泛发育的金矿化很富。地盾上的绿岩带是最古老的构造,它的特点是在一个很长时间内发展极为活跃。这一点可由巨厚的超基性-基性火山岩和沉积岩岩层证实。

各大陆的这些成矿区的金矿化被认为是类似的,金矿化为铁质石英岩建造、硫化物矿体、硫化物-石英脉和石英脉。在上面提及的地盾中几乎每个类型都有,只不过在各成矿区分布规模不同而已。在南非地盾区铁质石英岩含金性表现最明显。该区金-硫化物-石英脉型矿床分布较少,硫化物矿体极少。

由P.弗里普(1980)对津巴布韦地块所做的含金评价可以得出结论,塞巴克维群铁镁质绿岩(按A.格利克松分类为“原生的”)的含铁石英岩主要含铁镁异氧类的金属元素(铜、银)和少量硅铝异氧类的金属元素(铅)。在布拉瓦约群分异较好的硅铝质年轻产物(“次生的”)中的石英脉具有较高的金富集。在其成分中除了主要的铁铝质元素(铁和锌)外,硅铝异氧类元素(砷、铅、锑、碲)也相当普遍。在金矿床(例如坎·莫托耳、格洛布、菲尼科斯)中锑矿化有时具有工业意义。矿石中有时出现钨。因此,在津巴布韦成矿区的矿例中矿石成分与其周围岩石成分的关系表现相当明显。

在伊尔加林地盾的西澳地盾(铁镁-硅铝型成矿区)见有与含铁石英岩有关的金矿化。这类矿化为石英脉、石英细脉带、浸染带和层状体(舍尔,1972)。伊尔加林地盾的绿岩分为“古老的”和“年青的”二个绿岩系(柯罗图辛娜等人,1974)。它们相应地由基性和酸性的火山岩、酸性成分的岩床,以及带有石英粗玄岩和辉长岩岩床的基性火山岩组成;并逐渐被厚层熔岩、凝灰岩、砂岩和石英岩代替。“年青的”岩系含金。我们认为,这二个岩系在地球化学上都相当于A.格利克松的“次生”绿岩杂岩。岩系内的主要金矿化是富含金和碲化物的黄铁矿体。这一类型主要分布在卡尔哥利矿区,产量占该成矿区的2/3。地盾绿岩带的矿化与其它大陆上的这类矿化不同。它具有富含金和碲的大型硫化物矿。

利奥诺拉含金石英型矿床虽然相当发育,但是金含量相当低。这里的容矿岩石一般是绿泥石片岩。在石英脉中有少量铜和铅的硫化物,砷的硫化物更少。含金石英脉和石英-硫化物矿层是诺斯曼矿田所特有的。石英脉产在火山-沉积岩层中,脉中含铅矿物、金和银的碲化物。石英-硫化物矿体产在含铁石英岩薄层中。除了黄铁矿外,矿床还有少量的磁黄铁矿和极少量的毒砂。金含量不超过0.15~0.9克/吨。在某些矿床(威卢纳等)出现砷和锑矿化。特别要指出的是,在伊尔加林地盾的金矿区金的伴生元素有