

古老地壳内部脉状金矿床的形成模式 ——以冀东地区金矿为例^①

王安建

(长春地质学院)

内容提要:本文以冀东地区为例,从太古宙区域地质背景研究出发,根据已知金矿床的通性,从同位素角度系统讨论了古老地壳内部含矿流体的性质、来源和可能的成因,并建立了金矿成因模式。指出该区具有花岗岩-绿岩构造体制,在空间上可以分为紫苏花岗岩系、TTG杂岩系和构造置换-复合岩系三个构造亚区。建立了区域地质事件年表,阐述了金矿分布与地质背景的空间关系,金矿化与地质事件的时间关系。文中将冀东地区金矿分为金厂峪、都山和峪耳崖三种类型,总结了该区近三十多个矿床(点)的八点通性。通过氢、氧、铅同位素的讨论,论证了含矿热液是一种与围岩近似处于氧同位素平衡的特殊流体。中文强调了区域性地壳隆起对金矿形成的重要控制作用,提出太古宙末期伴随着变质作用结束和中生代中期伴随着太平洋板块俯冲而发生的两次大规模地壳迅速隆起是冀东地区金矿形成的重要机制。

主题词:太古宙地壳 液态矿源 隆起 金矿床 冀东

太古宙古老地壳内部往往在不很大的面积内经常分布有许多各种不同规模的金矿床和数以百计的金矿化点。半个世纪以来,地质学家们一直不懈地努力试图揭开导致金矿化在小区域内如此集中的原因。尽管“矿化集中区”的概念以及解释矿化集中区形成与某种岩层(石)相对应的“矿源层”的概念已经被提出,但还远远不能使太古宙古老地壳区的金矿分布得到比较圆满的解释。笔者通过对冀东地区金矿产出地质背景的研究,在总结区内几十个矿床(点)通性的基础上,根据部分典型矿床的氢、氧、铅同位素资料分析,确定含矿热液是一种与围岩近似达到氧同位素平衡的特殊流体,并参照“液态矿源层”^②的概念制定了一个金矿综合成因模式,试图较圆满地解释太古宙古老地壳区金矿床(点)的复杂分布,同时期待对本区今后的找矿工作有一定指导意义。

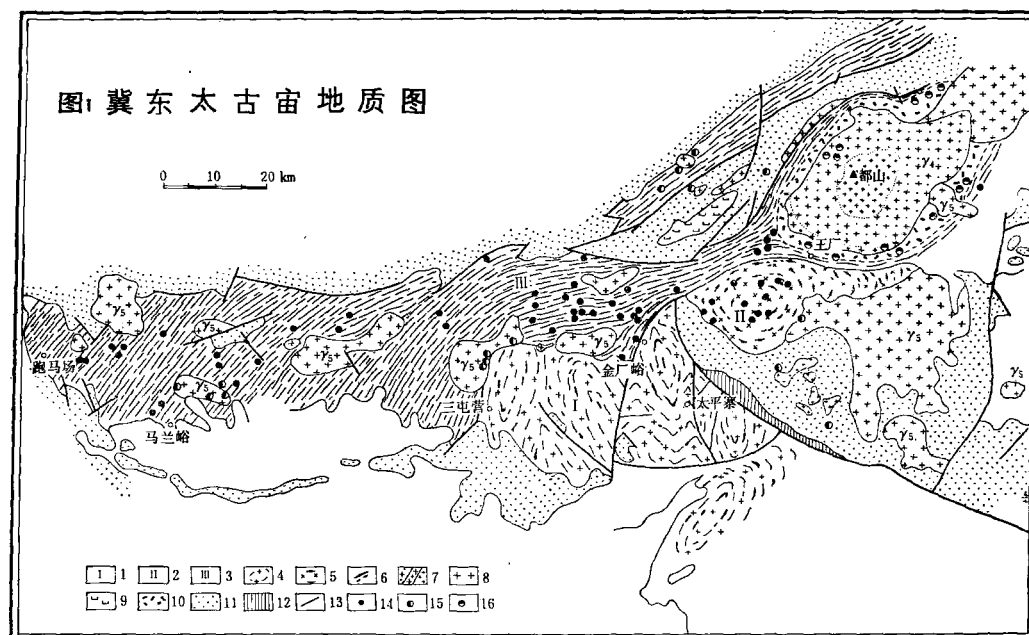
一、冀东地区金矿床产出的地质背景

冀东地区与世界其他太古宙地块一样,具有花岗岩-绿岩构造体制,可以进行全球性类比。根据岩石类型、变质作用、构造变形、同位素年代学及矿化特征,冀东太古宙地块可分为三个构造亚区,高级区、TTG(Tonalite, Trondhjemite and Granodiorite)杂岩区和构造置换-复合岩系区(图1)。

高级区 西起三屯营,东至卢龙,南至曹庄南山,北端终止于金厂峪一带。主要由紫苏花岗岩闪长岩、紫苏斜长花岗岩及紫苏石英闪长岩构成的紫苏花岗岩系组成(约占全区岩石面积的80—85%)。该岩系中含有少量的①磁铁石英岩、(石榴)角闪二辉麻粒岩、斜长辉石岩、辉石斜长角闪岩、矽线石榴长英片麻岩,②角闪石岩、金云透闪透辉石岩、角闪辉石岩以及滑石岩等)共占本区岩石分布面积的15—20%)。大量资料表明,上述岩石均呈包体形式以不同规模、形态产于紫苏花岗岩系中,其中①代表了层状上壳岩系及其与紫苏花岗岩系发生混染的产物,②相当于镁铁质、超镁铁质或科马提质侵入岩。区内大于3400Ma的同位素年龄数据^{④,⑤}可能代表了这套层状上壳岩系形成及其中镁铁、超镁铁质岩石侵位的年龄,所有上壳岩包体均遭受

① 本文获1987年地学青年优秀论文奖

② 张秋生, 1987, 大陆边缘古地壳深部液态含金矿源层, 环太平洋成矿作用讨论会论文, 长春地质学院



1—高级区; 2—TTG杂岩区; 3—构造置换-复合岩系区; 4—紫苏花岗岩系; 5—云英闪长-奥长花岗岩、花岗闪长岩; 6—包体; 7—海西期花岗岩; 8—燕山期花岗岩; 9—角闪辉石岩; 10—构造岩浆混杂岩系; 11—中、上元古界; 12—中生界; 13—断层; 14—金厂峪型矿床(点); 15—峪耳崖型矿床; 16—都山型矿床(点)

Fig. 1. Geological map of Archeozoic in eastern Hebei.

1—High grade area; 2—TTG complex area; 3—Structural transposition-compounding series area; 4—Charnockite series; 5—Tonalite and trohjemite and granodiorite; 6—Inclusions; 7—Hercynian granite; 8—Yanshanian granite; 9—Amphibole pyroxenite; 10—Tectonic-magmatic complex series; 11—Middle-Upper Proterozoic; 12—Mesozoic; 13—Fault; 14—Jinchangyu type ore deposit(occurrence); 15—Yueriya type ore deposit; 16—Dushan type ore deposit(occurrence).

了麻粒岩相变质作用的改造, 仅局部沿紫苏花岗岩系片麻理发育的地段可见“层”状退化变质现象。区内普遍存在的 $2500 \pm 50\text{Ma}$ 的同位素年龄^[6,7]代表了这期麻粒岩事件发生及紫苏花岗岩系形成的年龄。

构造上本区以一系列发育于紫苏花岗岩系中不同规模的卵形褶皱为特征。研究表明, 区内岩石中普遍发育的面状构造既不代表原始层状上壳岩系的原岩层理, 也不代表紫苏花岗岩系侵位的片麻理, 实质上它是早期韧性变形面理的具体反映。

该区相当于太古宙花岗岩-绿岩构造体制内, 处于深部层次, 相当于麻粒岩相条件下形成的花岗杂岩地体。

TTG 杂岩区 北起熊虎斗—王厂一带, 南部、西部为震旦系覆盖, 东部为燕山期花岗岩, 空间上呈卵形岩基状。该区主要由云英闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩组成, 以前者为主, 三者约占全区岩石分布总面积的90%。其中零星出露有: ①磁铁石英岩、斜长角闪岩, ②二辉麻粒岩、辉石磁铁石英岩、紫苏花岗岩, ③角闪石岩、滑石岩等(占岩石分布面积的10%)。它们均呈包体形式以不同形态、产状、规模赋存于TTG杂岩系中。其中①代表了相对较浅部位, 并遭受角闪岩相变质作用改造了的上壳岩包体, ②是伴随TTG杂岩侵位带上的较深源包体, ③为不同深度镁铁质、超镁铁质侵入岩包体。

该岩体中心基本为块状或弱片麻状, 边缘片麻理发育, 且包体的数量增多, 暗示着该杂岩具有某些底

辟侵位的特征。区内原按地层系统划分的上川组和三屯营组^①、王厂组^②以及层状基性侵入体^③，是基于前述三类中占岩石分布总面积不足10%包体归并的。所谓“层理”是TTG杂岩侵位的成岩片麻理。

该区相当于花岗岩-绿岩构造体制中的花岗杂岩地体。区内 $2400 \pm 50\text{Ma}$ 的同位素年龄数据代表了角闪岩相变质作用发生和TTG杂岩侵位的年龄。

构造置换-复合岩系区 东起青龙，西至遵化马兰峪、跑马场一带，空间上为一宽十几至几十公里的弧状体。该区岩石以多种不同变质程度的变质岩、不同种类的花岗杂岩混杂在一起并普遍遭受韧性变形改造为特征。岩石组成包括云英闪长岩-奥长花岗岩（50—60%）、紫苏花岗岩（少量）、（石榴）辉石斜长角闪岩、二辉麻粒岩、磁铁石英岩、角闪斜长片麻岩、角闪石岩、角闪辉石岩等等，几乎囊括了前述两个地体中的所有岩石类型。构造上以由若干条宽度为1—20m不等的强韧变带、二十至近百米的弱韧变带平行夹杂着若干条未变形带为特征。岩石中出现大量的蚀变和退变矿物，如绿泥石、角闪石等。大量统计资料表明：原按地层系统划分的王厂组（部分学者认定的金矿源层）代表性岩石：块状（石榴）辉石斜长角闪岩及其密切共生的角闪石岩仅占本区岩石分布总面积的15%，它们多为墙状或透镜状成群成带分布于云英闪长岩-奥长花岗岩之中。岩石中发育着的变余辉绿辉长结构以及其中的滑石岩、橄辉岩包体，说明其原岩为一镁铁质层状侵入体，现有产状特征是云英闪长岩-奥长花岗岩侵入、分割、混染和韧性变形叠加置换的结果。条带状斜长角闪岩、磁铁石英岩、部分角闪石岩以及角闪斜长片麻岩大约占本区岩石分布总面积的20%，空间上它们多为长透镜状。除角闪斜长片麻岩成因争论较大外，其基本代表了层状上壳岩系，相当于绿岩的组成部分，其产状特征亦为云英闪长岩-奥长花岗岩侵入、分割、混染和韧性变形叠加改造的结果。

区内的岩石普遍都遭受了高角闪岩相甚至于麻粒岩相变质作用的改造。少量呈透镜状分布的紫苏花岗岩和角闪二辉麻粒岩或者是伴随云英闪长岩-奥长花岗岩侵位带上的包体，或者是形成于麻粒岩相与高角闪岩相转换带间的不平衡产物。

构造置换-复合岩系区内层状岩系发育的部分相当于花岗岩-绿岩构造体制中的绿岩地体，是处于高角闪岩相-麻粒岩相转换环境中的绿岩根部带被云英闪长岩、奥长花岗岩侵位、分割、混染，同时又遭受韧性变形叠加改造的产物。层状岩系不发育的部分为TTG杂岩地体。实际上，弧形的构造置换-复合岩系区是叠加在处于转换环境中绿岩根部带的活动带。

构造置换-复合岩系区与TTG杂岩区之间为岩浆活化、侵位和韧性变形构造叠加、切割关系，与高级区以韧性断层或断裂相接。高级区和TTG杂岩区以及构造置换-复合岩系区是古老地壳演化过程中处于同一岩浆、构造、变质旋回不同深度的产物。目前所见，三者出现在同一平面上是高级区发生抬升作用的结果。

太古宙末期，伴随着区域变质作用的结束，本区发生隆起，并控制着其邻区早元古宙的沉积。早元古宙末期，本区开始下降，并接受中、晚元古宙直至侏罗系的沉积。中生代中期，由于太平洋板块的俯冲，伴随着强烈的岩浆活动，本区发生第二次大规模隆起。形成于海西末期的都山花岗岩以旋转方式上升，侵位

表 1 冀东地区地质事件表
Table 1. Geologic events in eastern Hebei

地 质 事 件 及 其 作 用 和 产 物	同位素年龄 (Ma)
初始层状上壳岩系形成及其中镁铁质、超镁铁质侵入体侵位	3400
高角闪岩相变质/TTG杂岩侵位、变形，麻粒岩相变质/紫苏花岗岩系侵位、变形	2500 ± 50
中元古堆积开始，部分伟晶岩侵位，以及局部退化变质作用发生	1800 ± 100
都山花岗岩杂岩侵位及构造-岩浆混杂带形成，燕山期花岗岩杂岩侵位	240—140

① 据华北地层表

于绿岩地体之中,并与围岩发生强烈的构造-岩浆置换作用,形成一套环形的构造-岩浆混杂岩系。燕山期花岗杂岩多为岩株状,东西向或北东向排列。它们的形成标志着本区显生宙以来曾经活化过,从而造成独具特色的活化型太古宙地块的一系列特征。

综上所述,冀东地区的地质事件如表1所示。

二、冀东地区金矿床与地质背景的关系

分布于冀东太古宙地块中的金矿床主要限于构造置换-复合岩系区和TTG杂岩区之中,以前者居多。高级区中几乎不见有金矿床(点)分布。受太平洋板块俯冲的影响,由于海西和燕山期花岗杂岩的侵入使区内金矿分布的格局趋于复杂化,根据已知金矿床(点)产出的地质背景,冀东地区金矿床可分为三个基本类型(表2,图1)。

表2 冀东太古宙地块中的金矿分类

Table 2. Classification of gold ore deposits in Archeozoic massif of eastern Hebei

类 型	容 矿 构 造	围 岩	附近是否有岩体 ^①	实 例	规 模
金厂峪型	脆 性	云 英 闪 长 岩	+	牛 心 山	中、小型
			-	铔 尖 大岔沟、崔杖子	
		奥 长 花 岗 岩	-	十八盘、黄太山	小 型
		石 英 斑 岩		东 马 道	
		斜 长 角 闪 岩	+	总府、千马岭	
		角闪斜长片麻岩	-	夏 家 峪	
	韧 性 + 脆 性	斜 长 角 闪 岩	-	达 拉 洼 子 小 石 湖 沟	小 型
			+	金 厂 峪	大 型
		角闪斜长片麻岩	-	胡 家 峪	小 型
	切 性	角闪斜长片麻岩	-	罗 家 堡	小 型
		斜 长 角 闪 岩	+	大 牛 峪	
			-	摩天岭、沙峪沟	
都 山 型	韧 性	构造岩浆混杂岩	+	锥子山、抹子沟 三 家 子	中、小型
	脆 性	都 山 花 岗 岩		张家沟、常家沟	小 型
		石 英 斑 岩		马 圈 子	
		中元古宙砂岩	+	西 洒 金 沟	
峪耳崖型	脆 性	花 岗 岩		大野峪、峪耳崖	中 型
		花 岗 闪 长 岩		高 家 店	小 型
		花 岗 斑 岩			
		中元古宙砂岩	+	小 马 坪	

①指矿床(点)附近3km直径内有无岩体存在

金厂峪型 该类矿床(点)以带状呈东西向或近东西向展布,空间上与构造置换-复合岩系区的弧形变形面理相一致。容矿围岩见有块状斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、云英闪长岩、奥长花岗岩以及石英斑岩等。控(容)矿构造既可为韧性,亦可为脆性或二者间的叠加。矿化与其附近是否有岩体的存在似乎关系不大。占全区金矿储量大约70%的金厂峪金矿床是该类典型矿床之一,其容矿围岩为变辉长岩,控(容)矿构造具有两种不同的性质:早期近南北向的韧性变形控制着钠长石-石英复脉型矿体的空间展布及变形;晚期脆性断裂的叠加控制了石英大脉型矿体的形成,附近青山口花岗岩的存在似乎是晚期大脉型矿体形成的重要因素。研究表明,该类矿床(点)中与韧性变形有关的矿化是变质、变形(韧性变形)期的产物,与脆性断裂有关的矿化较晚,与斑岩有关的矿化最晚。矿床(点)的空间展布与近东西向的弧状韧性变形带和长期活动的东西向大断裂以及二者的叠加具有某种成生联系。

都山型 该类矿床(点)空间上环绕着侵入于构造置换-复合岩系区中绿岩地体的海西期都山岩体周围分布。许多容(控)矿构造为平行于岩体边界呈环形或与岩体边界呈切线方向的主动式韧性断裂,部分为切入岩体内部的脆性断裂。容矿围岩可见花岗岩以及各种被强置换、改造了的斜长角闪岩类、云英闪长岩、石英斑岩,甚至于岩体附近的中元古宙石英砂岩。较大规模的金矿床经常与混杂岩及脉岩群关系密切。成矿时代属海西末期或燕山早期。

峪耳崖型 空间分布与燕山期花岗杂岩小侵入体关系密切。矿化可发育于岩体内部或其附近的脆性断裂之中,容矿围岩可见花岗岩、花岗闪长岩、角闪斜长片麻岩以及附近的中元古宙石英砂岩。峪耳崖金矿床是该类矿床的典型代表。该矿床的含金石英脉沿面积仅有0.7km²的花岗岩中的北东向脆性断裂分布,属于燕山运动晚期矿化的产物。

综上所述,冀东地区太古宙地块中金矿产出的地质规律如下:

1. 除高级区外,矿化不受地体类型控制,绿岩地体和TTG花岗杂岩地体中都具有金矿化,但大型金矿床和众多的金矿点主要赋存于构造置换-复合岩系区中绿岩集中的地段和该岩系与东西向大断裂叠加交汇的部位以及晚期岩浆活动频繁的地区。
2. 容矿围岩、控(容)矿构造及其性质、不同时代的花岗杂岩体都不具有任何成矿专属性。
3. 成矿具有多期、多时代的特点,早为太古宙末期,晚为中生代中期。
4. 大型金矿床(金厂峪矿床)与斜长角闪岩、韧性变形带和附近出现较大的花岗岩体即“三位一体”模式密切相关。

三、冀东地区金矿床的通性及其同位素资料

冀东地区的金矿床,尽管它们产出的构造环境、容矿围岩和容矿构造的性质有很大的差别,但纵观它们的特征,不难发现它们之间存在着许多令人吃惊的一致性。

1. 含矿地质体从形态上均为脉状,根据成分可分为钠长石石英脉和石英脉,按其产出形式分为复脉、大脉和蚀变岩型,许多矿床具有上述复成分或多种形式矿体的复合。
2. 矿体的延深往往大于其沿长,矿化和围岩蚀变不具有垂向分带性。
3. 矿化具有多期(钠长石石英脉-黄铁矿,石英脉-多金属硫化物)、多阶段的特点。金主要以裂隙金和次显微金的形式赋存于黄铁矿之中。
4. 完全相同的蚀变组合:钾化(钾长石或绢云母)、硅化(石英)和碳酸盐化(方解石、铁白云石)、黄铁矿化等,反映了成矿热液在成分和性质方面的相似性。
5. 所有矿脉附近都毫无例外地分布有复杂的脉岩——煌斑岩、辉绿岩、花岗斑岩等,它们与矿脉具有密切的共生和伴生关系。
6. 可以近似代表热液硫同位素组成的 $\Sigma\delta^{34}\text{S}$ 均为接近于零的或小的正值或负值(+4—-4‰,151个数据),其与区域背景岩石的硫同位素组成相一致或略富集³²S。

7. 石英气液包体成分 (24个数据), 以水和二氧化碳为主, 均含较多的钠、氯等, 其pH值介于6—7.8之间, 均一化温度250—350°C, 计算所得含矿汽-水热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布于5.0—6.95‰很窄的范围内, δD 值介于-49.0—-97‰之间。在 δD — $\delta^{18}\text{O}$ 图解中的投影点显示出御非典型岩浆水又非典型变质水的特点 (图2)。

8. 矿石中黄铁矿和方铅矿的铅同位素组成均以模式年龄老于14亿年的异常铅为特征 (图3)。它们与太古宙花岗岩和绿岩的铅同位素组成相一致, 均来自于铀亏损的古老地盾区。

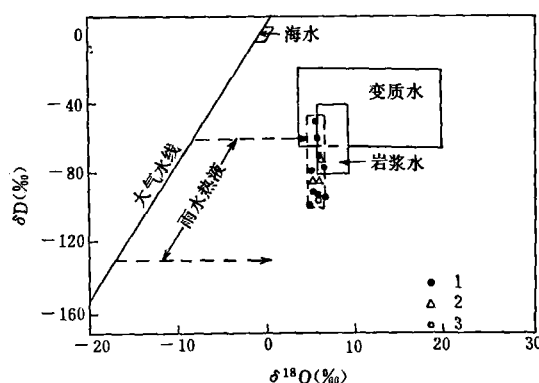


图2 不同成因水的同位素组成

1—金厂峪; 2—峪耳崖; 3—三家子

Fig. 2. Isotopic composition of waters with different geneses.

1—Jinchangyu; 2—Yucrya; 3—Sanjiazi.

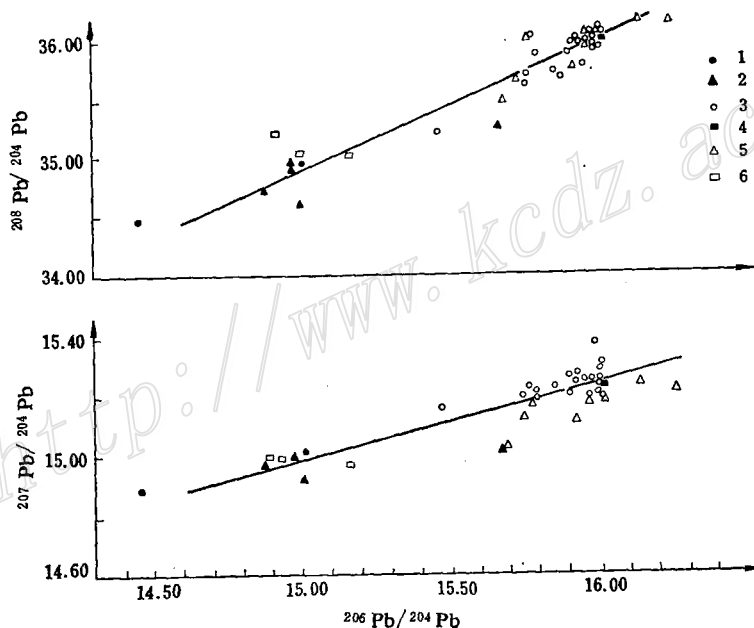


图3 冀东地区金矿床 (点) 岩石及矿石铅同位素组成 (据林尔为、郭志诚数据编制)

1—古老花岗岩、绿岩; 2—斜长角闪岩; 3—金厂峪黄铁矿、方铅矿; 4—青山口花岗岩; 5—峪耳崖、三家子方铅矿; 6—岔沟方铅矿

Fig. 3. Lead isotope composition of rocks and ores from gold deposits (occurrences) in eastern Hebei.

1—Old granite and greenstone; 2—Amphibolite; 3—Pyrite and galena from Jinchangyu; 4—Qingshankou granite; 5—Galena from Yucrya and Sanjiazi; 6—Galena from Chagou.

四、讨 论

形成于不同时代、产于不同岩石及构造背景下的金矿床具有如此相似的特征和同位素组成, 究竟意味着

什么?这是我们在建立矿床成因模式之前必须探索的问题。

从金矿蚀变类型和石英包体研究所提供的信息中,我们可以看出,冀东地区形成金矿床的含矿流体在成分和性质方面是极其相近的。它们在pH约为6—7.8,温度大约为250—350℃的区间内沉淀形成金矿床。矿体产状的变化似乎是由于含矿流体进入沉淀空间性质的不同而引起的。复脉型及蚀变岩型矿体多被认为是成矿流体与围岩发生作用的产物,大脉型矿体则多为温度的广泛控制或由于围岩性质不同所引起。Eh、pH变化使矿质沉淀的结果^[6,9]。而这里问题的关键是这些含矿流体来自于什么地方?麦克尼尔(A. M. Mcneli, 1986)等在研究加拿大安大略省 Matheson地区煌斑岩脉与金矿化的关系时,强调了镁铁质岩浆、金含量与超壳断裂之间的联系,并得出结论:含金热液来源于地壳深部或上地幔^[10]。冀东地区尽管目前还没有这方面研究成果的报道,但与金矿脉密切伴生的煌斑岩以及其它类型脉岩的存在为含矿流体的来源间接地提供了启示。矿体围岩的差异性,矿体的延深大于延长、矿化和蚀变空间上不具有分带性、成矿的多期和多阶段特点似乎说明金不可能是从矿体围岩直接分泌出来的,它暗示着一个深部矿源的存在。

首先,我们讨论一下含矿流体的同位素组成。如图2所示,由石英通过计算所得包裹体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和测得的 δD 值的投影点均落于成因不明的混合水区,这是一个令人棘手的区域。然而,无需改变这个图的样式,仅仅变换一下 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的坐标就会发现冀东地区含矿流体的 δD 变化不定,而 $\delta^{18}\text{O}$ 几乎保持不变(2‰)。显然,这不符合氢、氧两个元素同位素的质量差值关系。克雷格(H. Craig, 1963)在测定pH值为中性至弱碱性地下热水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 时曾发现了一个与上述相反的事实,即不同地热区喷射出的热水及蒸汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都是变化不定的,而 δD 值差异不大,保持不变。克雷格认为这种“氧同位素漂移”现象是由于水中的氧与硅酸盐或碳酸盐岩石逐步达到同位素平衡造成的,而 δD 基本不变是因为硅酸盐和碳酸盐岩石中氢的含量较少的缘故,并得出这些水和蒸汽来源于当地大气降水的结论^[11]。克雷格的工作为解释冀东地区含矿热液的同位素组成给出了很好的提示。根据同位素分馏理论,水与硅酸盐之间氧同位素的分馏系数随着温度的升高而减小,并趋向于1,这就使水的 $\delta^{18}\text{O}$ 在高温时(大于350℃)更接近于其附近或被其饱和的岩石,也就是说任何成因水,当其处于高温条件下并与附近岩石达到同位素平衡时,必然会具有与其饱和岩石极其相近的氧同位素组成。有资料表明镁铁质、超镁铁质岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 介于5.4—7.4‰之间^[12]。可以想象无论是来自上地幔的原生水或地壳深部由于变质作用而导致的脱挥发分作用所产生的变质水,还是下渗的大气降水,当它们与这种岩石在地壳深部达到同位素平衡时都可以形成像冀东这样具有特定 $\delta^{18}\text{O}$ 值的流体。花岗岩-绿岩根部带一般都含有较多量的镁铁、超镁铁质岩石^[13],这一特征为冀东地区含矿流体同位素组成的形成机制提供了佐证。至于含矿流体中 δD 的变化可能与这类岩石中含水矿物及其水含量低、水的来源复杂或迄今我们还不知道的因素有关。

关于含矿流体中金的来源,凯斯(R. R. Keays, 1984)在研究澳大利亚金矿的矿源岩时指出,金在镁铁质、超镁铁质岩浆结晶过程中主要被萃取到硫化物矿物相中,当这些硫化物相在岩浆结晶过程中“固化”在岩石中时,金将呈星散状分布于岩石中的硫化物(黄铁矿)内^[14]。根据尤尔斯(G. R. Ewers, 1977)的资料,含金黄铁矿即使与纯水,在不很高的温度下(250℃)就可以很快发生反应并解释出金和大量的 H_2S 及 HS^- ^[15]。很明显,当冀东地区富含镁铁、超镁铁质岩石的绿岩根部带被含有一定量助溶剂、温度高于350℃的热流体饱和时,完全可以使岩石中的金进入溶液而形成一个含金的液态体。

再从铅同位素组成进一步讨论一下冀东地区金矿床的成矿物质来源问题。由图3可以看出冀东地区金矿的载金矿物黄铁矿和方铅矿的铅同位素组成与背景岩石,即古老的花岗杂岩和变质辉长岩,甚至于中生代花岗岩完全一致。它们均为异常铅,计算所得模式年龄大于14亿年,小于20.5亿年,投影点在空间上排列近似构成一条直线。这些特征与冀东太古宙克拉通区铀亏损的特点相吻合。林尔为(1985)在总结冀东地区金矿床的铅同位素特点时指出,中生代花岗岩(青山口岩体)放射性成因铅的含量最高,变质岩最低,大多数矿石铅介于二者之间更靠近中生代花岗岩一侧,进而将冀东地区金矿床的铅分为金厂峪型和岔沟型,并得出金厂峪型铅(放射性成因铅含量高)主要来自中生代花岗岩,岔沟型铅主要来自于古老变质岩的结论^[9]。当然,如果图中仅有的一个中生代青山口花岗岩的铅同位素样品具有代表性的话,这个规律的

存在是无可非议的。问题是青山口花岗岩也具有模式年龄很老的异常铅的特征,许多学者公认其继承了克拉通地区铀亏损的特点,是太古宙古老地壳局部重熔的产物,从这个意义上说金厂峪型铅亦来自于古老的变质岩系。退一步,如果说金厂峪型铅来自于岩浆热液,按典型岩浆热液矿床的成矿理论,无法解释峪耳崖金矿脉分布于岩体完全冷凝之后而发育的北东向脆性断裂之中和其成矿的多阶段特点。林尔为(1985)曾用化学试剂通过分阶段全岩淋洗的方法测定金厂峪地区斜长角闪岩的Pb-Pb等时线年龄。从已经发表的数据中,我们发现早期易被淋洗出来的铅同位素中富含放射性成因的铅,而最后当样品全部被溶解后才能被淋洗出来的铅同位素贫放射性成因的铅(表3)。三个放射性铅同位素所表现出的一致性和古老地壳局部重熔的中生代花岗岩富含放射性成因铅这两个事实给我们这样一个启示:放射性成因的铅更容易被淋失进入溶液或熔融进入融体,而淋滤或熔融的残体中将贫放射性成因的铅。显然,从这一启示出发可以推断,含矿流体在成矿之前首先淋洗出来的应该是古老地壳中那些放射性成因的铅,从而当其沉淀成矿时形成具有金厂峪型特点的富含放射性成因铅的方铅矿和黄铁矿。似乎可以断定,冀东地区大多数金矿的铅同位素组成是前述赋存于地壳深部的含矿流体淋滤太古宙地壳,优先使放射性成因铅富集的结果。少数岔沟型铅是变质或淋失后的残余物。显然,铅同位素的变化规律为古老地壳内部流体的存在以及成矿物质从太古宙地壳深部直接淋滤出来提供了间接依据。

表3 斜长角闪岩全岩淋洗样品铅同位素组成
Table 3. Lead isotopic composition of leached whole rock samples of amphibolite

	试 剂	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
全 岩	L ₁	2.1688	0.8997	17.201	15.477	37.308
	L ₂	2.2064	0.9253	16.593	15.355	36.611
	L ₃	2.2962	0.9873	15.162	14.959	34.801

据林尔为

似乎我们已经能够通过上述讨论来证明形成冀东地区金矿床的热液是一种与花岗岩成因关系不大、与围岩基本达到同位素平衡、矿质来自于镁铁、超镁铁质岩石的特殊流体。苏联科拉半岛超深钻所提供的资料表明,现代地壳深部约5km以下的确存在一个富含水的饱和带^[15],这与本文前述特殊流体的存在相一致。最近,张秋生教授提出了“液态矿源层”的概念。通过上述讨论可知,所谓“液态矿源层”实质上是一个处于地壳下部一定深度、含有不等量矿化剂的一种与岩石层理或构造面理毫无成因联系的近于水平的水的饱和层。它的成分及同位素特征取决于它所饱和岩石的性质。冀东地区成矿流体的研究表明它具有来自这种水饱和层的所有特征。

五、成 矿 模 式

冀东地区金矿化主要为两期,它们分别与太古宙末期伴随着变质作用结束和中生代中期伴随着太平洋板块俯冲而发生的两次大陆迅速隆起密切相关。花岗岩-绿岩地体深部普遍存在着丰富的、富含易释放金的镁铁、超镁铁质岩石包体是提供金来源的母岩。当这些包体处于地壳深部由于脱挥发作用或其它作用而导致的水和其它挥发性物质富集的饱和带时,金率先进入溶液,形成一个与岩石层理或构造面理毫无成因联系的水平液态高水压含(金)矿层。当地壳迅速隆起时,由于上覆岩层压力的剧减,骤然间形成的压力差使含矿液体层有能力依靠自身的力量形成水压裂隙(或沿其它裂隙),并迅速迁移至有利部位沉淀成矿(图4)。许多脉状金矿床成矿具有多阶段的特点可能与地壳隆起速率的变化有关。冀东地区中生代岩浆活动在不同程度上起到了使液态矿源层升温或作为通道和有利部位使其发生迁移和沉淀的作用。金厂峪金矿床是两期成矿作用叠加的产物。

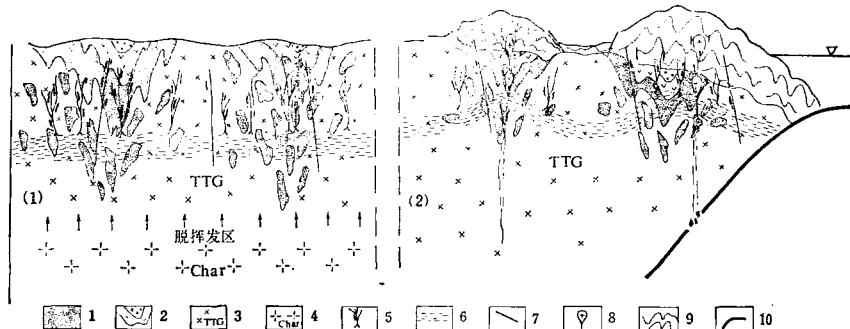


图4 金矿成因模式图

(1)—太古宙末期；(2)—中生代时期；1、2—层状、脉状镁铁、超镁铁质岩石；3—云英闪长岩；4—紫苏花岗岩；5—水压裂隙矿脉；6—水饱和层；7—断层；8—中生代花岗岩；9—中、晚元古界及其以后的盖层；10—俯冲带

Fig. 4. Metallogenic model for gold ore deposits.

(1)—End Of Archean; (2)—Mesozoic; 1, 2—Layered and veined mafic and ultramafic rocks; 3—Biotite, quartz-diorite; 4—Charnockite; 5—Hydraulic fissures; 6—Water-saturated layer; 7—Fault; 8—Mesozoic granite; 9—Middle and Late Proterozoic and its cover; 10—Subduction zone.

六、结 束 语

根据上述模式，古老地壳内部金矿床寻找工作应该注意以下几个方面：

1. 在不同类型岩石中开展金矿的找矿工作。特别是对于石英脉型金矿来说，各种不同类型的岩石都具有相等的容矿机会。因此，找矿过程中应避免层控或岩控的单一倾向，注意各种不同岩石都具有作为容矿围岩的可能性。

2. 加强容矿和导矿构造性质、切割深度的研究。如前所述，地壳大规模隆起时期形成的水压裂隙以及穿切液态矿源层的不同性质的断裂构造是成矿的最有利部位。因此，除构造性质外，应注意其形成时代、切割深度的研究。

3. 重视克拉通活化期侵入体的研究。它们的侵位往往切割液态矿源层，并构成最好的导矿及容矿构造。

4. 太古宙克拉通区大型金矿的寻找不应该忽视角闪质岩石—韧性变形—岩体—岩体—岩体“三位一体”的原则。

本文是在张秋生教授悉心指导下撰写的，初稿完成后邹祖荣教授、姚凤良教授给提出了宝贵意见，野外调查承蒙高德玉工程师大力协助，在此一并致谢！

主要参考文献

- [1] 孙大中 1984 冀东早前寒武地质 天津科学技术出版社
- [2] 张贻侠、叶挺松、阎鸿铨等 1986 冀东太古代地质及变质铁矿 地质出版社
- [3] 林尔为、郭裕嘉 1985 冀东金矿集中区的铅同位素研究 长春地质学院学报 第4期
- [4] Huang Xuan, Bi Ziwei and Donald J. Depaolo, 1986, Sm—Nd isotope study of early Archean rocks, Qian-nan Hebei province, China, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 50, No. 4., pp. 625—631.
- [5] Jahn B.M., Auvray B., Cornichet J., Bai Y. L., Shen Q. H. and Liu D. Y., 1987, 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei province, China: Field occurrence, petrography, Sm—Nd isochron age and REE geochemistry. Precambrian Research, 34, 311—346.
- [6] Jahn B.M. and Zhang Z. Q., 1984, Radiometric ages (Rb—Sr, Sm—Nd, U—Pb) and REE geochemistry of Archean granite gneisses from eastern Hebei province, China, Archean geochemistry, pp. 205—231.

- [7] Pidgeon R. T., 1980, 2480 Ma old zircons from granulite facies from eastern Hebei North China. *Geol. Rev.* 26.
- [8] Phillips G. N. and Groves D. I. 1984, Fluid access and fluid—wallrock interaction in genesis of the Archean gold—quartz vein deposit at Hunt Mine, Kambalda, Western Australia, In: Foster R. P. (ed): *Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*, Balkema, Rotterdam, pp. 389—416.
- [9] Phillips G. N. and Groves D. I., 1986, A metamorphic—replacement model for genesis of Archean gold deposits, *Proceedings of the conference on the metallogeny of the Precambrian*, pp. 125—133. Prague.
- [10] Mencil A. M. and Kerrich R. 1986, Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE—enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration, *Can. J. Earth Sci.*, No. 23, pp. 324—343.
- [11] Craig H., 1963, The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, In *Nuclear Geology on Geothermal Areas*, Spoleto, Sept. 9—13, 1963. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 53p.
- [12] Taylor, H. P., Jr, 1968, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19, pp. 1—71.
- [13] Condie K. C., 1981, *Archean greenstone belts* 434P. Elsevier Scientific Publishing Company.
- [14] Keays R. R., 1984, Archean gold deposits and their source rock: the upper mantle connection, In: Foster R. P. : *Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*, Balkema, Rotterdam, 17—15.
- [15] Ewers G. R. and Keays R. R., 1977, Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand, *Econ. Geol.*, Vol. 72, pp. 1337—1354.
- [16] Козловский А., 1984, Кольская сверхглубокая., Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины.—М.: Недра, 490С. Министерства Геологии СССР.

A GENETIC MODEL FOR VEINLIKE GOLD DEPOSITS IN PALEOCRUST — WITH GOLD DEPOSITS IN EASTERN HEBEI CRATON AS EXAMPLES

Wang Anjian

(Changchun College of Geology, Changchun, Jilin)

Abstract

A large quantity of field geological investigation shows that, just like other Archean craton in the world, the Archean craton in the eastern Hebei is of granite—greenstone structural system. In space, it can be divided into three structural subareas: high grade area, TTG complex area and structural transposition—compounding series area. The first two areas correspond to different levels of granitic complex associations and the third, to the root of a greenstone belt.

The gold deposits in the craton are mainly distributed in the last two

areas and might be classified into three types: Jinchangyu, Dushan and Yuer-ya. There exists no metallogenic specialization of host rocks and structures (faults) for different types of gold deposits. The H, O and Pb isotope data and the composition of fluid inclusions in quartz suggest that the ore-forming fluids responsible for all types of gold deposits are rather similar in chemical composition and other geochemical features and belong to a kind of special solution from the deep crust which has reached isotope equilibrium with its surrounding rocks.

Two periods of gold mineralizations in the craton took place at the end of the Archean and in the Mesozoic respectively, the former probably related to the continental uplifting at the end of metamorphism and the latter, to the other continental uplifting during subduction of the Pacific Plate. The ubiquitously existent mafic to ultramafic inclusions in the deep part of the granite-greenstone association contain large quantities of easily-released gold and thus serve as the sources for gold mineralization. When these inclusions were in a zone saturated by water and other volatiles as a result of devolatilization at the depth of the crust, gold was first extracted from the mafic to ultramafic inclusions into the fluids, forming a horizontal liquid source bed which had nothing to do with the bedding or foliation of their surrounding rocks. When the crust was uplifted, the static pressure of the overlying rocks fell so rapidly that the fluids in the liquid source bed would cause the country rocks to form hydraulic fissures and would migrate along these fissures to form gold deposits in favorable sites. The multi-stage mineralization of many veinlike gold deposits might be attributed to the variation in rate of the crust. The Mesozoic magmatic activities in the eastern Hebei craton must have played a certain role in gold mineralization: they either raised the temperature of the liquid source bed or acted as conduits and/or favorable sites for the migration or precipitation of gold-bearing fluids.