文章编号:0258-7106 (2005) 03-0206-22

新疆西南天山萨瓦亚尔顿金矿床地质特征及成矿作用*

杨富全[1],毛景文[1],王义天[1],李蒙文[2],叶会寿[1],叶锦华[3]
(1 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 2 中国地质科学院,北京 100037;
3 中国地质调查局发展研究中心,北京 100037)

摘 要 根据大量的实际工作,并结合前人的研究成果,详细介绍了萨瓦亚尔顿金矿床的成矿地质背景和矿床地质特征,通过流体包裹体和同位素研究,对萨瓦亚尔顿金矿的成矿作用进行了深入讨论。研究结果表明,流体包裹体类型主要为气液两相包裹体,其次为富液相包裹体、富气相包裹体、含 NaCl 子晶多相包裹体和含液相 CO_2 的三相包裹体。成矿流体为中低温(78～355 ℃)、中低盐度〔w ($NaCl_{eq}$) 2.57 %～22.10 %〕的 H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 体系。硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变化于 -3.0 ‰～+2.61 ‰,平均值为 0.07 ‰,暗示硫来自地幔或与地幔相关的岩浆。白云石和菱铁矿的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为 -5.4 ‰～-0.6 ‰,表明成矿物质来自地幔及海相碳酸盐岩。氢和氧同位素显示成矿流体主要来源于大气降水,并混合少量岩浆水。萨瓦亚尔顿金矿与乌兹别克斯坦穆龙套金矿和吉尔吉斯斯坦库姆托尔金矿具有相似性,但它在浅成中-低温条件下成矿,且金、锑共生。物理化学条件和流体成分的改变、水-岩交换作用及流体的不混溶作用在成矿过程中起了重要作用。

关键词 地质学;成矿作用;含碳岩系;脆-韧性剪切带;萨瓦亚尔顿;新疆
中图分类号: P618.51 **文献标识码**:A

位于乌兹别克斯坦、吉尔吉斯斯坦和中国境内的南天山锑-汞-金成矿带是世界著名的成矿带之一(叶庆同等,1999),其中在乌兹别克斯坦境内的南天山西段发育有著名的穆龙套金矿。新疆西南天山是其东延部分,成矿地质条件相似,近年来在此区先后发现了萨瓦亚尔顿、大山口、萨恨托亥、布隆(杨富全等,2004)等金矿床和一些金矿(化)点,展现了良好的成矿前景。萨瓦亚尔顿金矿位于新疆乌恰县中国与吉尔吉斯斯坦边境,与吉尔吉斯斯坦同名金矿相连。该矿床是新疆地质矿产勘探开发局第二地质大队于 1993 年发现的中国首例穆龙套型金矿床(李新生等,1997),1994～1999 年进行过普查工作,并探明金储量约 37 t❶,是目前中国南天山造山带上最大的金矿床。在过去的 10 年中,许多研究者(龙训荣等,1998;张寿庭等,1998;刘家军等,1999;2002a;2002b;叶锦华等,1999a;1999b;叶庆同等,1999;杨富全等,2000;郑明华等,2001;陈华勇等,2004)对萨瓦亚尔顿金矿床开展过研究,在地质、地球化学和成矿时代方面取得了许多研究成果。

本文在前人工作的基础上,结合本课题组的工作成果,概述了成矿地质背景,详细描述了矿床地质特征,并与穆龙套金矿(Graupner et al., 2001; Wilde et al., 2001)和库姆托尔金矿(Mao et al., 2004)进行对比;通过对流体包裹体及硫、碳、氢、氧稳定同位素特征研究,探讨了成矿物质和成矿流体的来源及其成矿作用。这些工作对于认识萨瓦亚尔顿金矿床类型、成矿过程及探讨中亚造山型金矿的成矿规律具有重要意义。

1 区域地质背景

萨瓦亚尔顿金矿床位于新疆乌恰县东阿赖山北部,乌鲁克恰提 NNW 向 28 km 处,其所处的大地构造位置属于中国西南天山造山带西端,位于伊犁-伊

* 本文得到国家重点基础研究发展规划项目(编号 2001CB 409807 和 G1999043216)和国土资源大调查项目(200413000026 的资助
第一作者简介 杨富全,男,1968 年生,副研究员,在读博士,主要从事矿床学、矿床地球化学研究。
收稿日期: 2004-12-28;改回日期:2005-02-24。张绮玲编辑。
❶ 新疆地质矿产勘探开发局第二地质大队. 1999. 新疆维吾尔自治区乌恰县萨瓦亚尔顿金矿普查地质报告(内部资料). 1～80.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

塞克湖微板块与塔里木北缘活动带的交接部位(贺卫东,2000),以萨瓦亚尔顿—吉根超岩石圈大断裂为界,矿区西部属伊犁—伊塞克湖微板块,东部为塔里木北缘活动带的晚古生代陆缘盆地(图 1)。西南天山出露的基底为古中元古界,为一套片麻岩、片岩、变粒岩夹石英岩。长城纪末的塔里木运动使基底隆起。新元古代晚期—中奥陶世为"稳定盖层沉积"阶段,震旦系出露较少,为碎屑岩和冰碛岩。早寒武世沉积了一套含磷硅质建造,中寒武世—中奥陶世沉积了浅海-滨海相碳酸盐岩和碎屑岩。晚奥陶世—晚志留世为"早古南天山洋"阶段(高俊等,1995),接受浅海相碎屑岩和碳酸盐岩沉积,东阿赖和哈尔克山地区发育一套巨厚的复理石和碳酸盐岩建造。志留纪末或早泥盆世初,"早古南天山洋"壳向北侧伊犁板块俯冲,在哈尔克山北部一带产生双变质带以及岛弧火山岩,洋盆闭合及哈尔克地区褶皱隆起,形成了一条加里东期沟弧带(叶庆同等,1999)。早泥盆世—早石炭世为"晚古南天山初始洋盆"阶段,由于塔里木板块被动陆缘发生拉张作用,形成一定规模的南天山初始洋盆,沉积了浅海相-滨海相碎屑岩和碳酸盐岩,局部有火山活动。早石炭世,洋盆闭合。由于地块与地块的碰撞作用,形成碰撞花岗岩。晚石炭世沉积类型复杂,表明残留洋盆的消失和陆壳板块的接近(刘本培等,1996)。塔里木板块和伊犁—依塞克湖微板块的陆-陆碰撞发生于早二叠世(刘本培等,1996),古生代沉积地层发生褶皱并被中二叠世碱性花岗岩类侵入,岩体时代为 260～275 Ma❶(姜常义等,1999;杨富全等,2001),如霍什布拉克碱长花岗岩,锆石 U-Pb 年龄为(261.5 ±2.7) Ma(杨富全等,2001)。在碰撞期间,发育一系列韧性剪切带、逆断层、逆冲推覆体,并伴有火山活动。早二叠世以后,进入到陆内构造变形阶段,岩浆活动造成 A 型花岗岩形成。中生界发育在西南天山山前和山间盆地,为一套河湖相碎屑岩,局部夹煤层和陆相火山岩。中生代岩浆活动微弱,仅在萨瓦亚尔顿矿区及外围发育闪长岩脉和辉绿岩脉〔K-Ar 法同位素年龄为(207.5 ±4.2) Ma～(127.9 ±3.8) Ma,刘家军等,2002a〕和二长斑岩脉(锆石 U-Pb 年龄为 133.7～131.0 Ma,陈富文等,2003)。古近系-新近系为陆相碎屑岩夹石膏层,局部有碳酸盐岩。在乌恰县北部的托云盆地发育早白垩世-始新世玄武岩,全岩 K-Ar 法同位素年龄为(113.0 ±1.1) Ma

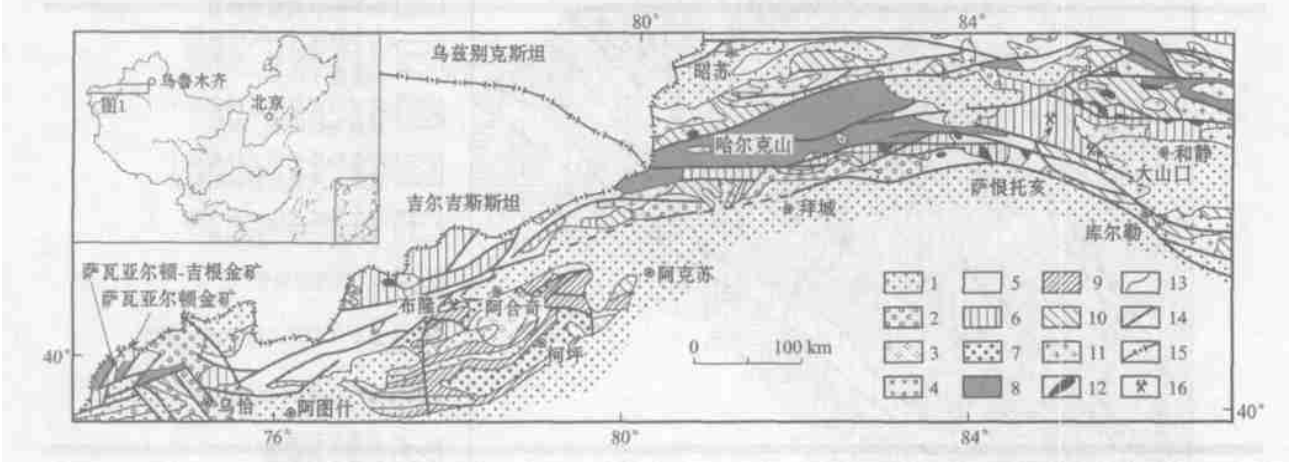


图 1　新疆西南天山区域地质略图(据马丽芳,2002 修改)

1—第四系冲洪积物;2—中生界碎屑岩夹煤层;3—石炭系-二叠系砂岩、安山岩;4—石炭系砂岩、安山岩;5—石炭系砂岩、灰岩;6—泥盆系碳酸盐岩、碎屑岩;7—志留系-泥盆系碎屑岩;8—志留系碎屑岩;9—寒武系-奥陶系灰岩;10—元古宇片麻岩、片岩、碎屑岩;11—侵入岩;12—超镁铁岩;13—地质界线;14—断层;15—国界;16—金矿床

Fig. 1　Simplified regional geological map of Southwest Tianshan Mountains in Xinjiang (modified from Ma, 2002)

1—Quaternary sediments; 2—Mesozoic clastic rocks intercalated with coal bed; 3—Carboniferous-Permian sandstone and andesite; 4—Permian sandstone and andesite; 5—Carboniferous sandstone and limestone; 6—Devonian carbonate and clastic rocks; 7—Silurian-Devonian clastic rocks; 8—Silurian clastic rocks; 9—Cambrian-Ordovician limestone; 10—Proterozoic gneiss, schist and clastic rocks; 11—Intrusive rock; 12—Ultramafic rock; 13—Geological boundary; 14—Fault; 15—National boundary; 16—Gold deposit

❶ 邹天人,徐　珏,杨岳清,等. 1995. 依兰里克地区碱性岩及成矿关系研究. 国家 305 项目专题报告.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

～(40.36 ±1.01) Ma(Han et al. ,1999;王彦斌等,2000)。进入新生代以来,由于印度板块与欧亚板块的碰撞,天山地壳增厚和再次隆升,古生代地层被推覆在中新生代地层之上(毛景文等,2002a)。

2 矿区地质特征

2.1 地层

矿区出露地层有上志留统、下泥盆统、中泥盆统和上石炭统(图 2),之间呈断层接触,其中,上志留统和下泥盆统为赋矿地层。上志留统塔尔特库里组由一套浅变质含碳碎屑岩组成,按岩性组合划分为 4 段:第一段为含碳千枚岩与薄层状变质粉砂岩不等厚互层,两者构成 1～3 cm 厚的韵律层(图 3A);第二段薄层状变质细砂岩、变质粉砂岩和含碳千枚岩三者互层;第三段为含碳千枚岩夹千枚状板岩、硅质岩和砾岩,底部出现灰岩透镜体,产 、珊瑚、海百合茎、腕足类、介壳类、藻类化石(王成源等,2000;郑明华等,2001);第四段为变质砂岩、硅质岩,夹含碳千枚岩,硅质岩中含放射虫(贺卫东,2000)。下泥盆统萨瓦亚尔顿组划分为 2 段:第一段由薄层状含碳千枚岩(图 3B)夹中厚层状变质细砂岩组成;第二段为中厚层状变质钙质细砂岩夹碳质千枚岩,局部夹变质粉砂岩。中泥盆统托格买提组为大理岩化灰岩。上石炭统为含碳千枚岩夹薄层状变质钙质粉砂岩,底部为泥灰岩、生物碎屑灰岩。

容矿岩系为含碳浊积岩,广泛发育韵律层理、粒序层理、水平层理、包卷层理、沙纹层理和鲍马层序。与区域其他地层相比,容矿岩系中金含量相对较高,表明浊积岩中的碳质和粘土矿物在沉积时对金有较强的吸附作用,使金得到初始富集(叶锦华等,1999a)。

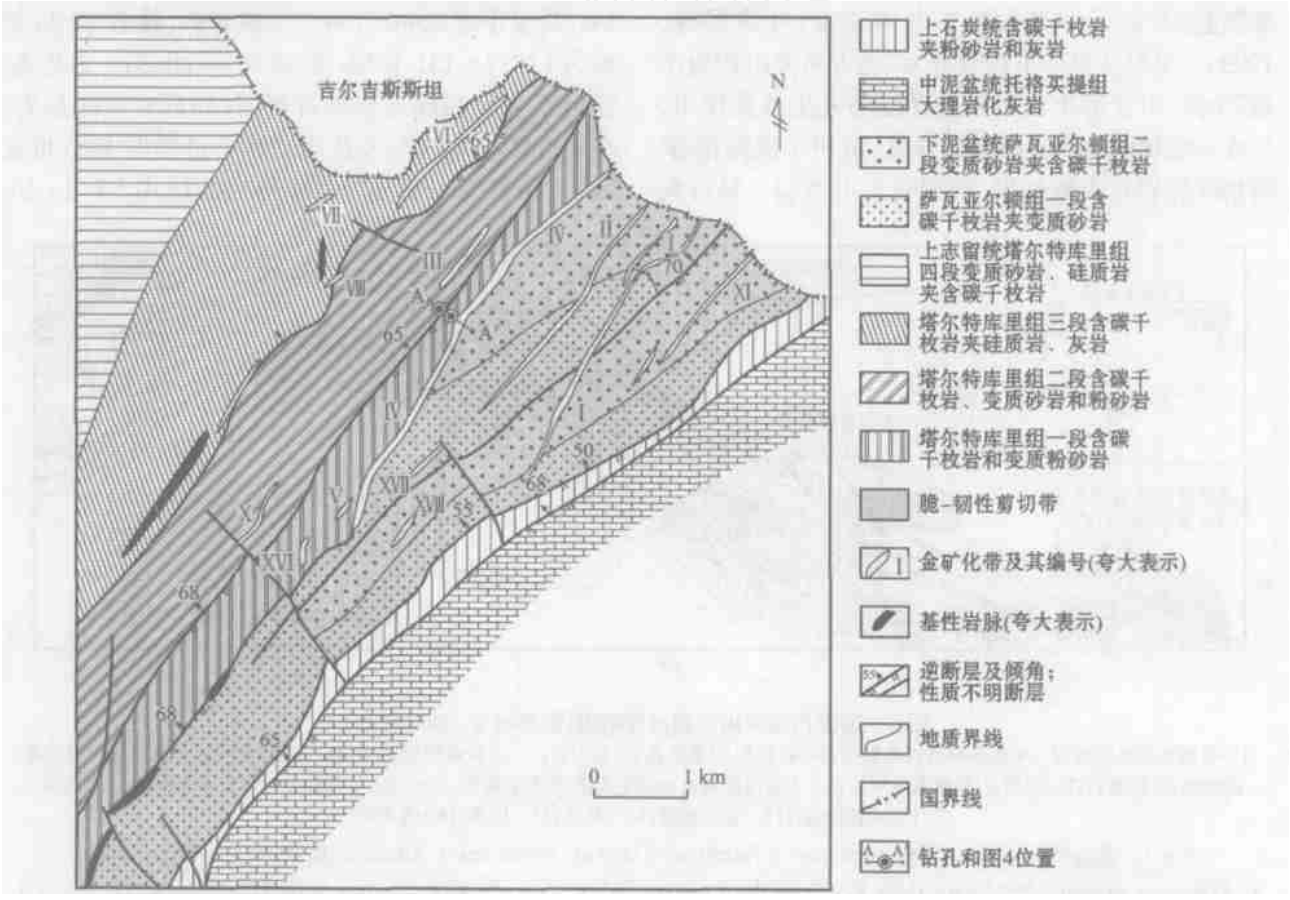


图 2 萨瓦亚尔顿金矿床地质略图(据新疆地勘局第二地质大队,1999❶;郑明华等,2001 修编)

Fig. 2 Simplified geological map of the Sawayaerdun gold deposit (modified from No. 2 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, 1999; Zheng et al., 2001)

❶ 新疆地质矿产勘探开发局第二地质大队. 1999. 新疆维吾尔自治区乌恰县萨瓦亚尔顿金矿普查地质报告(内部资料). 1～80.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

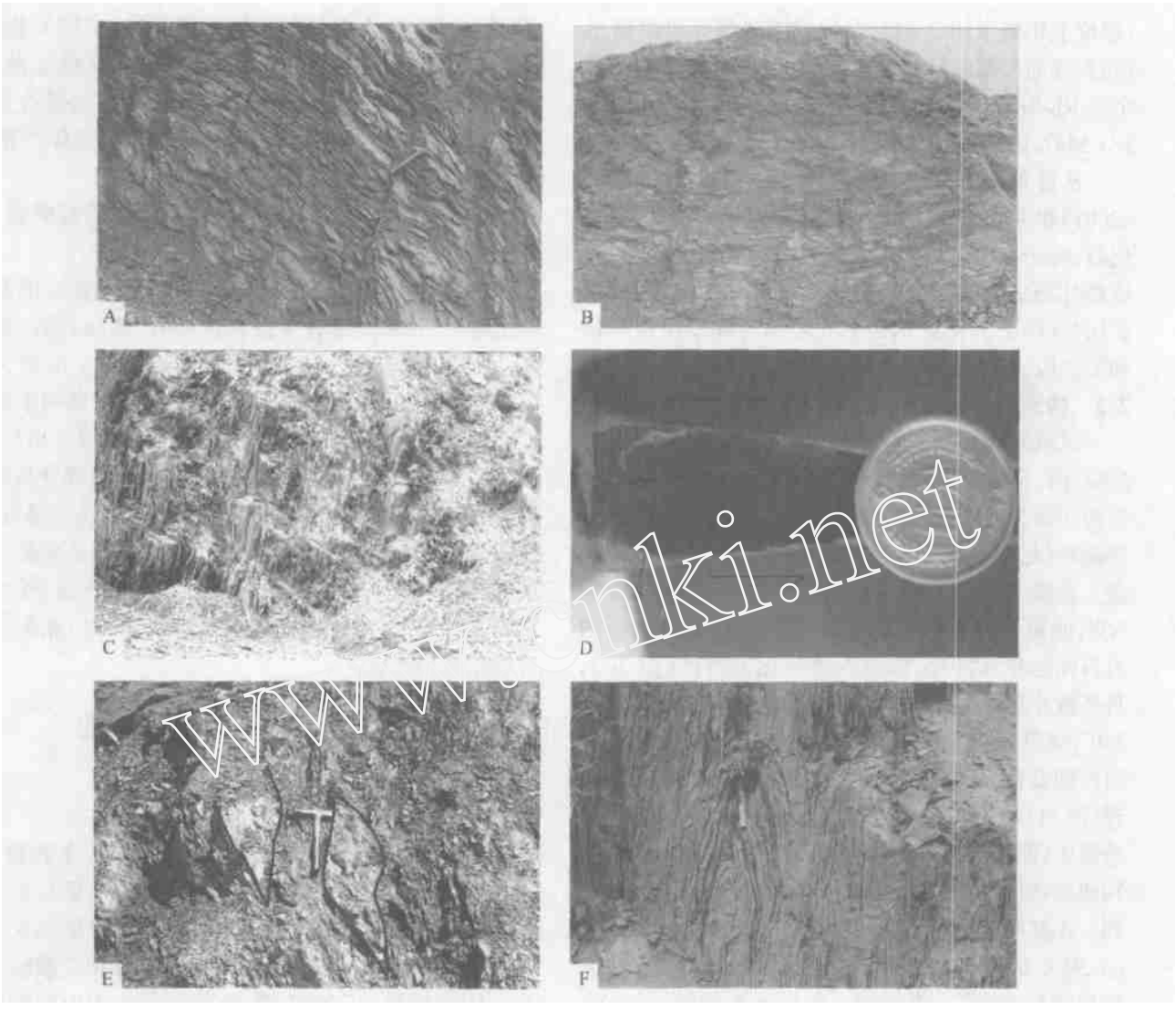


图 3　萨瓦亚尔顿金矿容矿岩系和脆-韧性剪切带构造特征

A —塔尔特库里组一段含碳千枚岩和变质粉砂岩组成的韵律层；B —萨瓦亚尔顿组含碳千枚岩；C —容矿岩系中发育强片理化；D —S-C 面理；E —构造透镜体；F —A 型褶皱

Fig. 3　Photographs of host rocks and brittle-ductile shear zone in the Sawayaerdun gold deposit

A —1st Member of Taertekuli Formation, composed of carbonaceous phyllite and metasiltstone; B —Carbonaceous phyllite of Sawayaerdun Formation; C —Well-developed schistosity in host rocks; D —S-C foliation composed of shear foliation and mylonite foliation; E —Structural lenticular bodies; F —"A" type fold

赋矿地层时代目前存在很大争议，多数学者❶❷(叶庆同等，1999；李新生等，1997；叶锦华等，1999a；1999b；马天林等，1999；Zhou et al.，2002；陈富文等，2003)根据地层特征及区域对比认为是晚志留世或晚志留世-早泥盆世。王成源等(2000)根据容矿岩系下部(图 2 的上石炭统)发现牙形刺化石及上部(层位上相当于图 2 的上志留统塔尔特库里组第三段)发现纺锤　、亚阿留陀夫原小纺锤　、伏芝加尔小泽　、小泽　，将该套地层时代确定为早泥盆世和晚石炭世；郑明华等(2001；2002)、刘家军等(1999)、胡世玲等(2002)依据容矿岩系底部的生物碎屑灰岩(相当于图2的上石炭统层位)和上部的变质粉砂岩

❶ 新疆地质矿产勘探开发局第一区域地质调查大队. 1998. 中华人民共和国奥依巴拉幅、塔尔特库里幅、阿热克托如克、勃勒山口幅、沙尔幅、别勒克勒达克幅、喀什炼铁厂幅、斯木哈拉幅、吉根幅 1∶5 万区域地质调查报告(内部资料).

❷ 新疆地质矿产勘探开发局第二地质大队. 1999. 新疆维吾尔自治区乌恰县萨瓦亚尔顿金矿普查地质报告(内部资料). 1～80.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

(层位上相当于图 2 的上志留统塔尔特库里组第三段)发现的表珊瑚科和纺锤 等化石,以及碳质板岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄〔(304.7 ±11.6) Ma,(288 ±18) Ma〕,认为赋矿层位时代是晚石炭世。

从目前资料看,刘家军等(1999)、郑明华等(2001)和王成源等(2000)在容矿岩系中采到的生物化石,对于确定赋矿地层时代具有重要意义。但是,这些化石主要产于容矿岩系的下部和上部,主要赋矿层位(图 2 萨瓦亚尔顿组和塔尔特库里组第一段和第二段)并未采到具有定年意义的化石。

2.2 构造及岩浆岩

区域断裂和褶皱构造发育,构造线总体方向为 NNE 向,延伸数十至数百公里。萨瓦亚尔顿-吉根大型剪切带为南天山造山带与塔里木板块西北缘的分界断裂(赵仁夫等,2002),也是区域内重要的控矿构造。该脆-韧性剪切带,呈 NNE 向展布,倾向 NNW-NW,倾角 50～85°,与地层斜交。脆-韧性剪切带内岩石面理非常发育,以强烈片理化为特征(图 3C),且多数片理呈 NE 向,总体走向 40～50°,倾向 320～330°,倾角 60～80°(马天林等,1999)。矿区中的一组面理发育,其他方向不发育,仅在局部发育 S-C 面理(图 3D)。初糜棱岩、糜棱岩、强烈片理化带、构造透镜体(图 3E)、拉伸线理和 A 型褶皱(图 3F)共同构成脆-韧性剪切带,强变形带与弱变形带相间排列。A 型褶皱广泛发育,其规模一般较小,宽 10～40 cm,高不足 20 cm,长 0.5～2 m,形态多为复杂的尖棱褶皱和宽缓的对称褶皱。平行 A 型褶皱枢纽的一组拉伸线理发育,一般与片理相伴出现,密集分布,由矿物定向排列构成。

韧性剪切带是在矿区地层褶皱之后形成的深层次断裂构造,经历了早期为韧性挤压带,中期是脆-韧性剪切带,晚期叠加脆性断裂破碎带的变形过程。它们代表了剪切带从深部逐渐抬升到地壳浅部的变形过程。韧脆性斜冲剪切带控制矿化带,矿体严格受雁列式破碎带控制(马天林等,1999)。

矿区内发育的 NW 向脆性断裂为成矿后断裂,对矿体没有大的影响。

岩浆活动微弱,未见大的侵入岩体,仅在矿区及外围地层、沿断裂带有少量基性熔岩、辉绿岩脉、超基性岩透镜体和二长斑岩脉(锆石 U-Pb 年龄为 133.7～131.0 Ma,陈富文等,2003)分布。郑明华等(2002)测得辉绿岩脉 K-Ar 法同位素年龄为(207.5 ±4.2) Ma～(169.0 ±2.0) Ma。矿区外围部分基性熔岩、超基性岩、辉长辉绿岩组成蛇绿杂岩(王德贵,2000;贺卫东,2000;徐学义等,2003),其形成年龄为(392 ±15) Ma(基性熔岩 Sm-Nd 等时线年龄,徐学义等,2003),为晚古生代塔里木板块北缘拉张形成洋盆消减的产物。

3 矿床地质特征

3.1 矿化带及矿体特征

矿化蚀变带集中分布于南北长 5 km、东西宽 4 km 的范围内,共发现 24 条(编号为 Ⅰ～ ⅩⅩⅣ),主要分布在上志留统塔尔特库里组和下泥盆统萨瓦亚尔顿组,容矿岩系为含碳千枚岩、变质砂岩和变质粉砂岩。矿化带受 NE-NNE 向韧-脆性剪切带中的破碎带控制,呈线状、带状延伸,近平行展布,具有等间距分布的特征(图 2)。所有的金矿化带具有相似的地质特征,其中 Ⅳ、Ⅰ、Ⅱ、Ⅹ等矿化带规模大(表 1)。

表 1 新疆萨瓦亚尔顿金矿床主要金矿化带及矿体特征❶

Table 1 Features of mineralized belts and orebodies in the Sawayaerdun gold deposit in Xinjiang

金矿化带编号	金矿化带特征				金矿体特征					
	长/m	宽/m	产状	矿体数	矿体号	长/m	厚/m	产状	形态	w_{Au}/(g·t^{-1})
Ⅰ	>2700	80～130	NW/70°	4		200～1600	0.8～10.3	300～330∠70°	脉状、透镜状	1.31～3.84
Ⅱ	2500	50～80	NW/70°	4		62～206	1.2～11	NW/70°	脉状、透镜状	1.21～2.00
Ⅳ	>4000	15～200	NW/58～76°	9		60～1390	0.9～48.6	298～313∠58～70°	似板状	1.44～5.92
Ⅳ					$Ⅳ_1$	860	0.9～6.6	298～313∠70°	板状	1.44
Ⅳ					$Ⅳ_2$	1390	5.8～48.6	298∠70°	板状	2.11
Ⅳ					$Ⅳ_3$	1020	3.0～27.4	NW/70°	板状	1.73
Ⅺ	1800	20～50	304°	3		260～380	0.7～6.0	NW/70°	脉状	1.0～2.66

❶ 新疆地质矿产勘探开发局第二地质大队. 1999. 新疆维吾尔自治区乌恰县萨瓦亚尔顿金矿普查地质报告(内部资料). 1～80.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Ⅳ号矿化带规模最大，位于塔尔特库里组与萨瓦亚尔顿组交界处。总体走向 25°，倾向 NW，倾角 53～80°，与围岩斜交，长度超过 4 000 m，宽度 15 m 至 200 m。控制矿体 9 个，其中 3 个矿体（$Ⅳ_1$、$Ⅳ_2$、$Ⅳ_3$）规模较大，长 860～1 390 m，厚度 0.90～48.56 m，控制斜深 70～505 m。其余矿体长小于 100 m。平均品位 w_{Au} 一般为 1.44～5.92 g/t。矿体呈似板状（图 4），与矿化带基本一致，倾向 298～313°，倾角 70°左右。在 $Ⅳ_2$ 矿体中具有明显的矿化分带，金富集在上部，锑富集在下部。锑矿体厚度为 2.51～12.21 m，平均品位 w_{Sb} 1.28 %，但在其他矿体中没有矿化分带。在平面上，金矿体呈左行雁状排列和尖灭侧现展布。

Ⅹ矿化带位于矿区的东北，目前圈出 3 个矿体，长 260～380 m，厚 0.68～6.01 m，金品位一般为 1.0～2.66 g/t，矿体为脉状。吉尔吉斯斯坦共和国的 Savoyardi 金矿床与中国萨瓦亚尔顿金锑矿床属同一矿田，前者的金矿体分布在 NE 向的断裂带上，该断裂带西延与中国Ⅹ矿化带对接，金矿体为石英脉带，金品位高，平均品位为 6.1～8.7 g/t，并伴生有锑、银、铅、锌、铜等，金储量为 40 t（戴自希等，2001；中国地质调查局，2003）。在富毒砂石英脉中金属品位为：w_{Au} 6.5 g/t，w_{Sb} 4.5 %，w_{Pb} 10 %，w_{Ag} 41.5 g/t（Rui et al.，2002）。

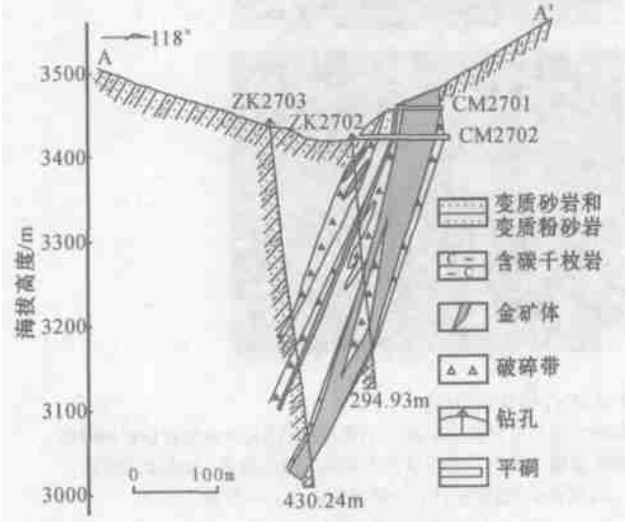


图 4　萨瓦亚尔顿金矿床Ⅳ号矿化带 27 线剖面图（据新疆地质勘查局第二地质大队，1999❶）

Fig. 4　Geological section along No. 27 exploration line of the Ⅳ mineralized belt in the Sawayaerdun gold deposit (after No. 2 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, 1999)

3.2　矿石特征

矿石分为原生矿石和氧化矿石。根据矿物组合和产状将原生矿石划分为含金石英细脉-网脉型、含金蚀变碳质千枚岩型和含金硅化粉砂岩型，进一步划分为 5 种自然类型：①金-毒砂-黄铁矿-石英矿石；②金-黄铁矿-脆硫锑铅矿-（辉锑矿）-石英矿石；③金-脆硫锑铅矿-（辉锑矿）矿石；④金-石英-菱铁矿矿石；⑤金-黄铁矿-磁黄铁矿-石英矿石（刘家军等，2002b）。

矿石主要结构有自形-半自形粒状、他形粒状结构、固溶体分解结构、交代结构、包含结构、碎裂结构等（图 5）。矿石构造主要有浸染状、细脉-网脉状、条带状、块状、角砾状和揉皱构造（图 5）。在浸染状矿石中，黄铁矿、毒砂星点状分布在石英细脉、蚀变碳质千枚岩中。黄铁矿、毒砂、辉锑矿和石英呈细脉、浸染状出现在蚀变岩的裂隙中。条带状构造矿石主要由毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、石英等组成，相间成带分布。

矿石中矿物多达 40 余种，金属矿物以黄铁矿、毒砂、脆硫锑铅矿、黄铜矿、辉锑矿为主，磁黄铁矿、银金矿、方铅矿、闪锌矿等次之。非金属矿物主要为石英、方解石、菱铁矿、绢云母等，还见碳质。

根据郑明华等（2001）资料，金矿石中主要金属含量为：w_{Au} 1.1～27.0 g/t，w_{As} 0.05 %～14.6 %，w_{Sb} 0.005 %～19.7 %，w_{Ag} 3.7～186.2 g/t，w_{Mo} 0.7～36.7 g/t，w_{W} 0.5～149 g/t，w_{Th} 0.01～25.5 g/t，w_{U} 0.1～13.3 g/t，w_{Zn} 24～333 g/t。金矿石中平均 w_{Au}/w_{Ag} 比值为 0.14。

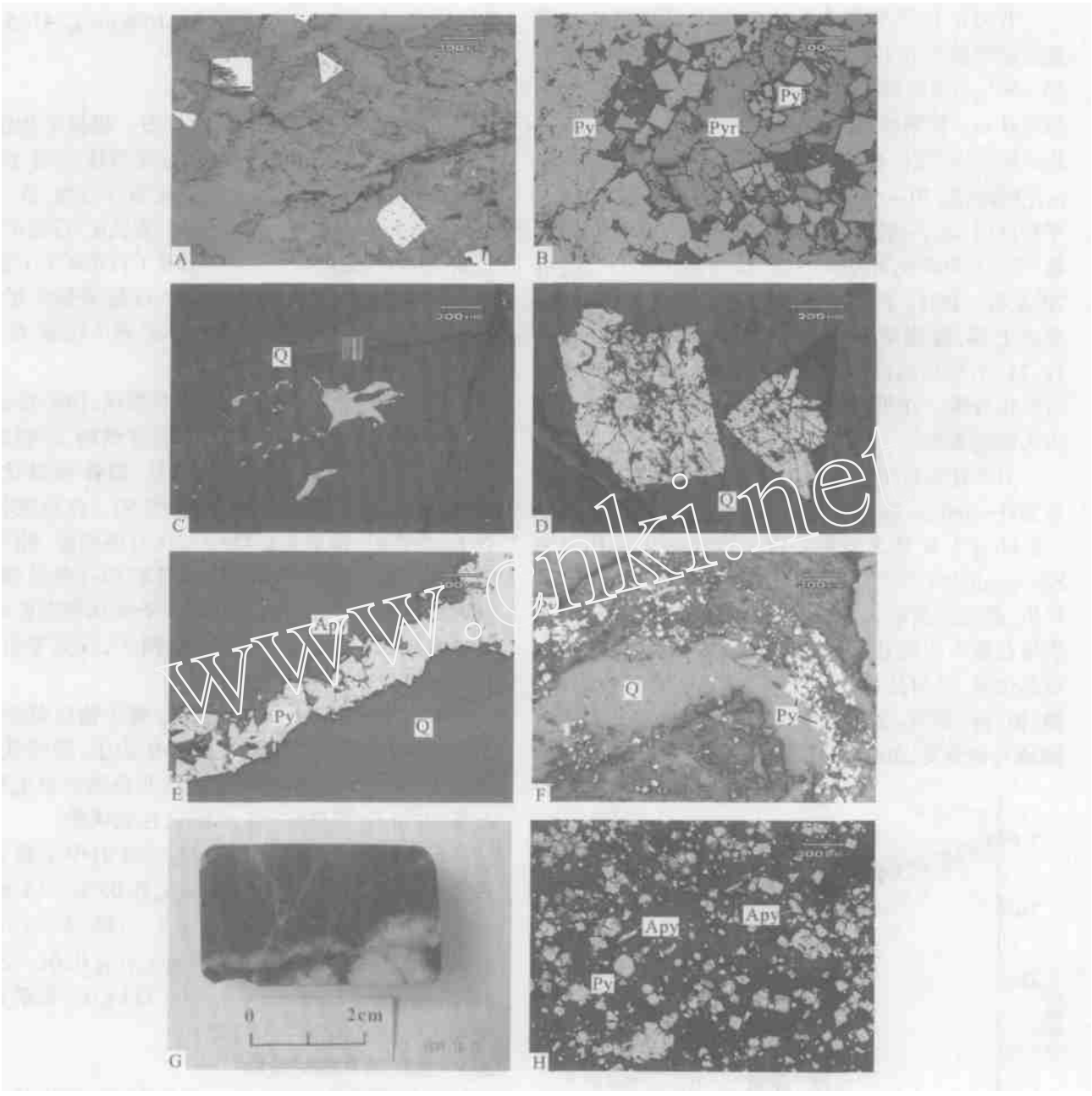
3.3　成矿期及成矿阶段

根据矿脉的特征（图 6）、穿插关系、矿物共生组合、生成顺序及金含量等特征，将矿床的成矿过程划分为热液期和表生期。热液期与区域变质作用、剪切作用及热液活动密切相关，进一步划分出 5 个成矿阶段，与郑明华等（2001；2002）的划分方案一致。

（1）石英阶段，主要形成石英碳酸盐脉（图 6A），是矿区最早的一期石英脉，只有几厘米厚，一般平行含碳千枚岩和变质砂岩的面理和残余层理。这些脉通常呈石香肠状、透镜状和等斜小褶皱，脉的形成与

❶ 新疆地质矿产勘探开发局第二地质大队. 1999. 新疆维吾尔自治区乌恰县萨瓦亚尔顿金矿普查地质报告（内部资料）. 1～80.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net



www.cnki.net

图 5 萨瓦亚尔顿金矿床矿石结构和构造

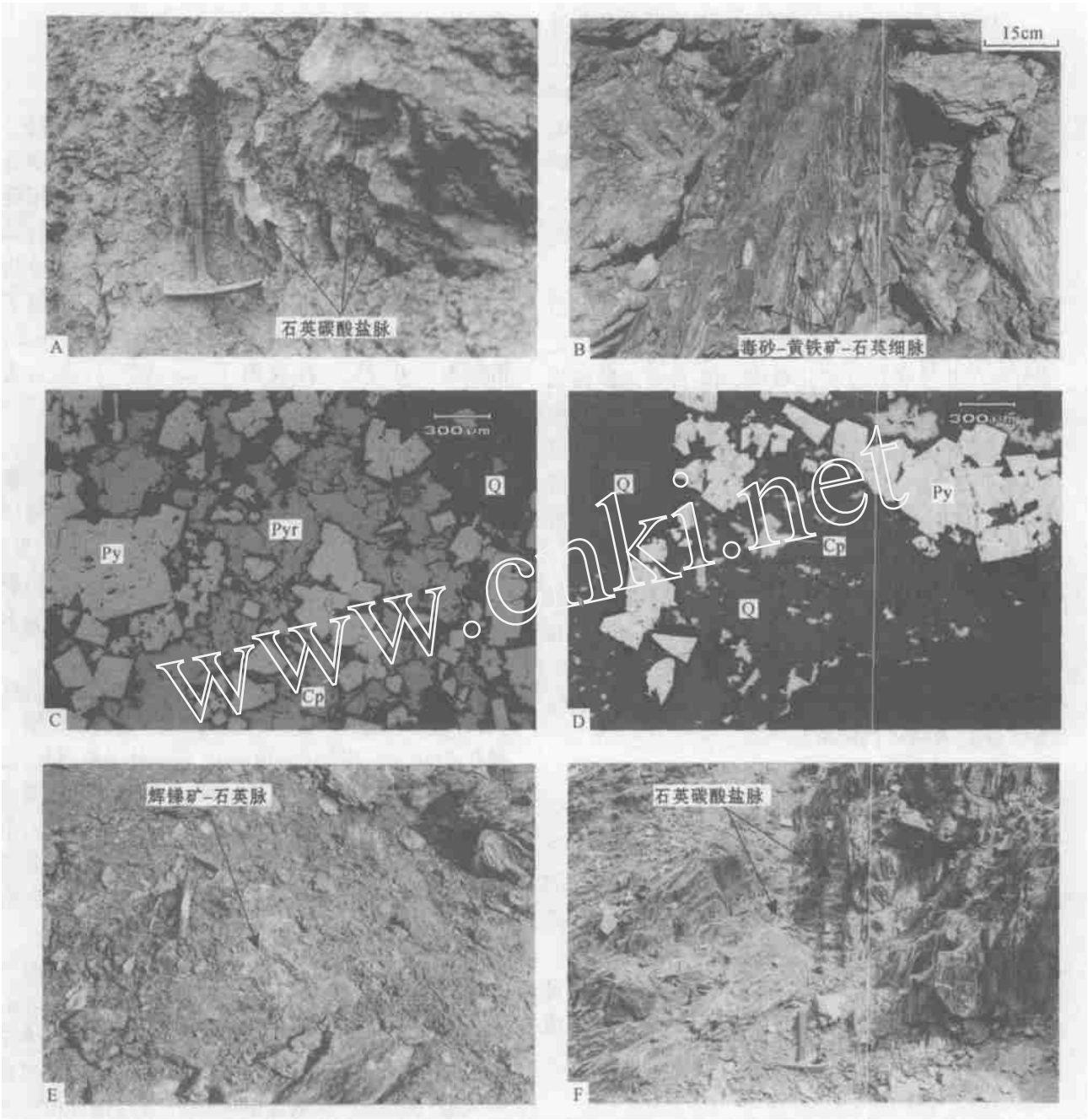
A —自形、半自形黄铁矿;B —黄铁矿、黄铜矿交代磁黄铁矿;C —石英脉中他形粒状黄铜矿;D —石英脉中自形、半自形黄铁矿的碎裂结构;E —黄铁矿和少量毒砂呈细脉状分布在石英脉中;F —黄铁矿化含碳千枚岩与含黄铁矿石英细脉发生弯曲,形成揉皱构造;G —石英网脉;H —黄铁矿和毒砂组成块状矿石;Q —石英;Py —黄铁矿;Pyr —磁黄铁矿;Apy —毒砂

Fig. 5 Photographs of ore textures and structures in the Sawayaerdun gold deposit

A —Pyrites with euhedral and subhedral granular textures; B —Pyrite replacing pyrrhotite; C —Anhedral chalcopyrites in quartz veinlet; D —Pyrites in quartz, showing cataclastic texture; E —Pyrite and minor arsenopyrite as veinlets in quartz veins; F —Folded and crenulated pyrite-bearing carbonaceous phyllite and pyrite-quartz veins; G —Quartz stockwork veins in carbonaceous phyllite; H —Massive ore composed of pyrite, arsenopyrite and quartz; Q —Quartz; Py —Pyrite; Pyr —Pyrrhotite; Apy —Arsenopyrite

区域变质作用和韧性挤压变形有关。矿物组合单一,主要为石英,少量白云石、方解石和星点状黄铁矿,金的矿化富集强度很低,w_{Au}一般为 1×10^{-9}～23×10^{-9}。该阶段石英碳酸盐脉的特征与穆龙套金矿最早期石英脉极为相似(Drew et al., 1996; Wilde et al., 2001)。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net



www.cnki.net

图 6　萨瓦亚尔顿金矿不同类型脉

A —最早期的石英碳酸盐脉；B —含金毒砂-黄铁矿-石英细脉；C —多金属硫化物石英细脉中黄铁矿(Py)、黄铜矿(Cp)和磁黄铁矿(Pyr)；D —多金属硫化物石英细脉中黄铁矿(Py)和黄铜矿(Cp)；E —辉锑矿-石英脉；F —最晚期的石英碳酸盐脉

Fig. 6　Photographs of different types of veins in the Sawayaerdun gold deposit

A —Earliest quartz-carbon veins; B —Auriferous arsenopyrite-pyrite-quartz veinlets; C and D —Pyrite (Py), chalcopyrite (Cp) and pyrrhotite in quartz (Q) of polymetallic sulfide quartz vein; E —Stibnite-quartz veins; F —Late quartz-carbonate veins

(2) 毒砂-黄铁矿-石英阶段，脉厚几毫米至几厘米的石英细脉和网脉，成群出现在破碎带中(图 6B)，平行或斜切容矿岩石的裂隙。细脉不仅切穿了早期石英碳酸盐脉，而且也有被挤压或被最晚期石英碳酸盐脉切穿的现象。矿物主要为石英、毒砂、黄铁矿，少量磁黄铁矿、锡石、银金矿、绢云母等。此阶段金开始沉淀，w_{Au}一般在 0.1～5 g/t，最高可达 10～19 g/t(郑明华等，2001)，但分布不均匀。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

(3) 多金属硫化物-石英阶段,主要形成多金属硫化物石英细脉和网脉(图 6C、D),脉厚数毫米至几厘米,顺层或切层分布。该阶段的特点是矿物颗粒细小,金属矿物种类多。矿物主要是石英、毒砂、黄铁矿,其次为方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿、辉锑矿、黝铜矿、脆硫锑铅矿、银金矿、自然金、白云石、方解石等。该阶段金开始大量沉淀,为金成矿的高峰阶段,金含量一般大于 1 g/t。

(4) 锑-石英阶段,形成辉锑矿(脆硫锑铅矿)石英脉(图 6E),厚数厘米至数十厘米,长数十米。主要分布在 II号和 IV号矿化带中。锑-石英细脉穿切早阶段脉体的现象十分普遍。矿物组合简单,主要为辉锑矿和脆硫锑铅矿,它们占 80 %～90 %,少量石英,偶见黄铁矿、黄铜矿。该阶段是锑成矿的高峰阶段,w_{Sb}为 0.59 %～3.26 %,但金含量较低,一般 w_{Au} < 1 g/t,最高 4.06 g/t。

(5) 石英-碳酸盐阶段,主要形成石英碳酸盐脉(图 6F),脉厚一般在 1～10 cm,最厚达 20 cm。分布在矿化带的围岩裂隙和矿化带中,一般切穿片理。矿物主要是石英、菱铁矿、白云石等,少量黄铁矿。金含量低,是成矿的尾声。

3.4 围岩蚀变

围岩蚀变类型有硅化、黄铁矿化、毒砂化、绢云母化、碳酸盐化及局部的绿泥石化。硅化最发育,有 2 种形式:①呈细脉、网脉和条带状分布于围岩裂隙和矿体中,宽 0.2～10 mm,长数厘米至十余厘米,经常与绢云母、黄铁矿共生;②石英呈浸染状、斑点状、团块状分布在碎裂岩中。在 I、II号矿化带中可见次生石英岩。毒砂呈浸染状或与黄铁矿和石英构成细脉分布在矿体和近矿围岩中。一般来讲,围岩蚀变较强烈的地段,硫化物含量较多,金品位较高。

热液蚀变分带相对较弱,但在 IV号矿化带中部从围岩到矿体可划分成 3 个带:黄铁矿化碎裂岩带,毒砂化、黄铁矿化碎裂岩带和辉锑矿化、黄铁矿化碎裂岩带。

3.5 金的赋存状态

金矿物以银金矿为主,少量自然金。金矿物赋存状态有:①呈显微细脉或与黄铜矿、石英组成显微细脉,分布于毒砂和黄铁矿的微裂隙中;②石英颗粒之间的粒间金;③呈包裹体形式赋存于毒砂、石英、黄铁矿等矿物中。银金矿的粒径一般在 30～50 μm,最大者 10 μm ×100 μm。

4 流体包裹体研究

利用光学显微镜研究流体包裹体岩相学特征,划分包裹体类型和共生组合。流体包裹体显微测温工作在中国地质大学(北京)地球化学实验室利用英国产 LINKAM THMSG600 冷热台和中国地质科学院矿产资源研究所经校正的法国产 Chaixmeca 冷热台上进行,可测温度范围为 -180～600 ℃。低温下(< 10 ℃),在相变温度附近升温速率为 0.5 ℃/min,精度为 ±0.2 ℃。在高温下(> 100 ℃),误差为 ±1 ℃。

4.1 流体包裹体特征

各成矿阶段形成的石英中普遍发育流体包裹体,依据室温下包裹体的物理相态和化学组成,将原生包裹体划分为 NaCl-H_2O 型和 CO_2-H_2O 型。NaCl-H_2O型为主要类型,进一步划为气液两相包裹体、富液相包裹体、富气相包裹体和含 NaCl 子晶多相包裹体 4 类。

气液两相包裹体(图 7A)由气相和液相组成,气相百分数为 5 %～50 %,多数为 5 %～20 %,长轴一般在 2～6 μm,少数 8～10 μm。包裹体呈椭圆状、近圆状、长条状、三角形、不规则状、负晶形等。主要成矿阶段石英脉中包裹体相对较大,长轴 2～8 μm,个别达 15 μm。此类包裹体分布最普遍,存在于各成矿阶段,是萨瓦亚尔顿金矿床的主要包裹体类型,常与其他类型包裹体共生。

富液相包裹体主要由液态 NaCl-H_2O 和少量气相组成,气相百分数小于 5 %,包裹体长轴 1～5 μm,包裹体形态以椭圆形、圆形为主。该类型包裹体在锑-石英阶段和石英-碳酸盐阶段最发育,是主要包裹体类型,在其他阶段数量相对较少,常与富气相包裹体、气液两相包裹体和 CO_2-H_2O 型包裹体共生。

富气相包裹体(图 7B)的气相百分数一般为 70 %～90 %,加热时均一到气相。有部分包裹体为纯气相包裹体,由单一气相组成(图 7C)。包裹体形态为长条形、不规则形,长轴为 3～15 μm,常与其他类型包裹体共生。该类型包裹体数量相对较少,分布不均匀。

含 NaCl 子晶多相包裹体(图 7D、E),由气相、液相和 NaCl 子晶三相组成。气相百分数 5 %～20 %,多数包裹体内子晶与气泡体积相近,部分子晶大于气泡(图 7D)。NaCl 子晶多为正方形、长方形、圆形

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

等。此类包裹体普遍存在于各成矿阶段,但数量少,分布不均匀,并与其他类型共生。

CO_2-H_2O 型包裹体由 L_{CO_2}(液相 CO_2)、V_{CO_2}(气相 CO_2)和 L_{H_2O}(水溶液相)3 相组成(图 7F)。室温下一般呈现两相(V_{CO_2}和 L_{H_2O}),但降温后出现三相。CO_2 相的体积百分比为 5 %～80 %。包裹体形态为不规则形、长条形、椭圆形、负晶形等,长轴为 2～6 μm,少数达 8 μm。该类包裹体较发育、广泛存在于各成矿阶段,但分布不均匀。由于包裹体普遍较小,给显微测温工作带来了困难。

4.2　显微测温结果

对矿床不同成矿阶段形成的石英中 130 个包裹体和石英-碳酸盐阶段形成的方解石中 16 个包裹体进行温度测量(图 8),石英阶段流体包裹体均一温度

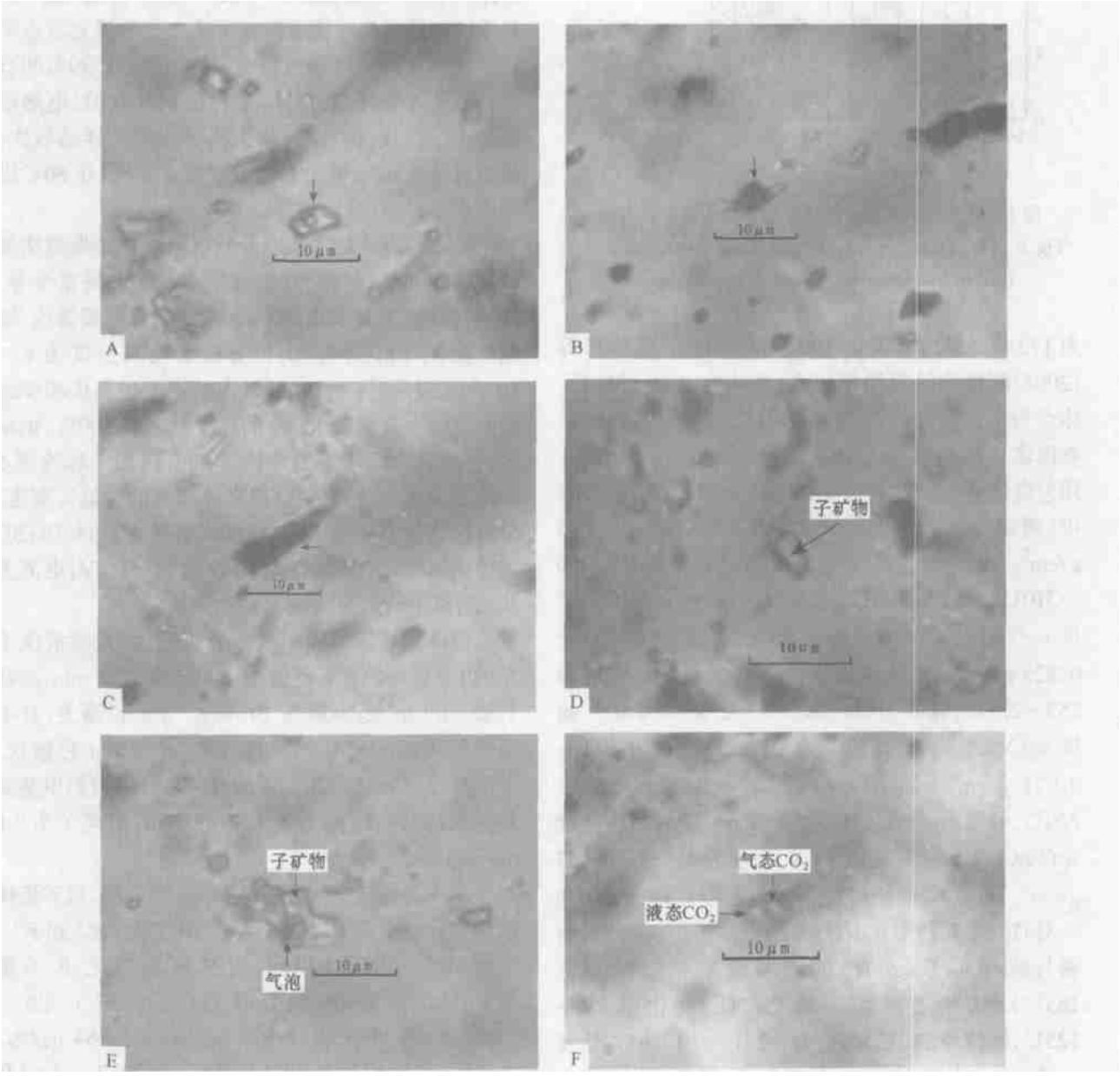


图 7　萨瓦亚尔顿金矿中流体包裹体的显微照片(主矿物为石英)

A —气液包裹体;B —富气相包裹体;C —纯气相包裹体;D —含子晶多相包裹体;E —含子晶多相包裹体;F —- 13 ℃下含液相 CO_2 的三相包裹体

Fig. 7　Photomicrographs of fluid inclusions in quartz from the Sawayaerdun gold deposit

A —Two-phase vapor-liquid H_2O inclusion; B —Vapor-rich H_2O inclusion; C —Vapor-pure H_2O inclusion; D and E —Daughter mineral-bearing polyphase inclusion; F —Three-phase CO_2-type inclusion (- 13 ℃)

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

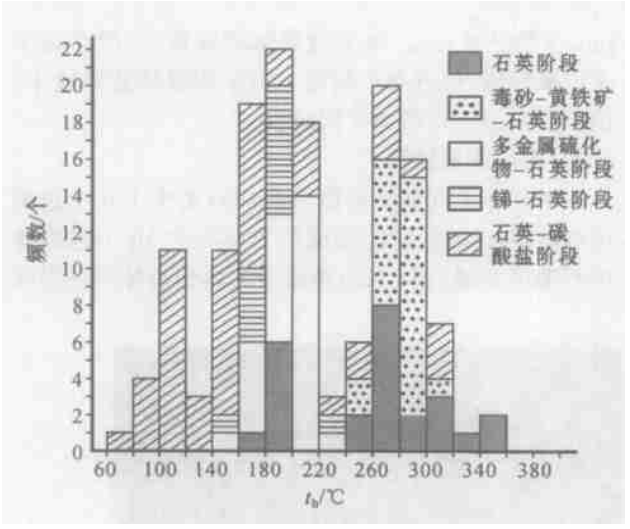


图 8 萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体均一温度直方图

Fig. 8 Histograms showing homogenization temperature of fluid inclusions in the Sawayaerdun gold deposit

为 172～355 ℃,峰值为 190 ℃和 270 ℃。陈华勇等(2004)测得该阶段温度较高,集中在 300～370 ℃。冰点为 - 1.5～ - 17.7 ℃,利用冰点(刘斌等,1999)查得流体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 2.57 %～20.75 %。用包裹体均一温度和盐度在 NaCl-H_2O 体系参数表中(刘斌等,1999)查得密度范围为 0.757～1.045 g/cm^3。毒砂-黄铁矿-石英阶段均一温度范围为 250～310 ℃,峰值为 280 ℃,冰点为 - 1.9～ - 4.0 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 3.23 %～6.45 %,密度为 0.764～0.825 g/cm^3。多金属硫化物-石英阶段均一温度为 159～225 ℃,峰值 210 ℃,冰点为 - 2.3～ - 6.0 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 3.87 %～9.21 %,密度为 0.911～0.927 g/cm^3。锑-石英阶段均一温度为 159～220 ℃,峰值为 180 ℃,冰点为 - 3.6～ - 6.7 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 5.86 %～10.11 %,密度为 0.926～0.957 g/cm^3。石英-碳酸盐阶段均一温度变化较大,为 78～314 ℃,主要集中在 100～220 ℃和 260～300 ℃,前者与陈华勇等(2004)的测温结果相似(140～185 ℃)。方解石的均一温度较低,变化于 78～125 ℃,峰值为 110 ℃,冰点为 - 2.1～ - 19.6 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 3.55 %～22.10 %,主要集中在 5 %～10 %和 20 %～22 %两个区间。密度为 0.860～0.985 g/cm^3。

对含石盐子晶多相包裹体进行了测定。加热含子晶多相包裹体时,气泡比子晶先消失,为过饱和盐水包裹体。气泡消失温度为 205～340 ℃,石盐子晶消失温度为 270～451 ℃。利用子晶熔化温度在相应的参数表(刘斌等,1999)中得出盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 35.99 %～53.32 %,属高盐度流体(Hedenquist et al.,1994)。

4.3 流体成分

10 件包裹体成分测定样品采自石英阶段、毒砂-黄铁矿-石英阶段、多金属硫化物-石英阶段、锑-石英阶段和石英-碳酸盐阶段,测定对象为石英,由中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室完成。样品制备过程为:将纯度大于 99 %的石英样品放入烧杯中,加入 HCl,在 80～100 ℃电热板保温 1 h,过夜,倒掉酸,用去离子水清洗样品数次,超声震荡 5 min,再用去离子水反复漂洗,在 80 ℃烘箱内烘干样品(朱和平等,2003)。

流体包裹体的气相成分分析采用加热爆裂法提取气体,其测试程序为(朱和平等,2003;杨富全等,2004):将清洗干净的 500 mg 样品放入石英管内,逐渐升温到 100 ℃,排气,待分析管内真空度为 6×10^{-6} Pa 以下时,将 100 ℃以内的次生包裹体和样品吸附气体去除。以 1 ℃/s 的速度升温到 500 ℃,记录压力计的读数,用液氮冷冻 5 min,再用干冰冷冻 5 min,记录压力计的读数(用来计算水的含量),测定。分析仪器为日本真空技术株式会社生产的 RG202 四极质谱仪,工作条件:SEM 电压为 - 1 kV;电离方式 EI;离子能是 50 eV;分析误差 < 5 %。

流体包裹体的液相成分分析程序为,将清洗干净的 1 g 样品放入石英管中,500 ℃爆裂 15 min,冷却后加 5 ml 水,超声震荡 10 min。分析仪器为,日本岛津公司(SHIMADZU)的 HIC-6A 型离子色谱仪。淋洗液:2.5 mM 邻苯二甲酸-2.4 mM 三(羟)甲基氨基甲烷;流速:阴离子为 1.2 ml/min,阳离子为 1.0 ml/min。

流体包裹体成分分析结果(表 2)表明,成矿流体液相成分中阳离子以 Na^+ 为主,其次为 Ca^{2+} 和 K^+,少量 Mg^{2+}。阴离子以 Cl^- 为主,SO_4^{2-} 次之,F^- 含量低于检出限。气相成分以 H_2O(72.37 mol %～96.56 mol %)和 CO_2(2.077 mol %～24.364 mol %)为主,其次为 CH_4(0.1401 mol %～3.7062 mol %)和 N_2(0.4112 mol %～2.6527 mol %),少量 C_2H_6、H_2S,微量 He。流体包裹体中 w_{Au} 0.031 $\times10^{-6}$、w_{Ag} 0.19 $\times10^{-6}$、w_{Cu} 0.19 $\times10^{-6}$、w_{Pb} 1.96 $\times10^{-6}$、w_{Zn} 0.24 $\times10^{-6}$。成矿流体为低-中盐度、低 H_2S 的 H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 体系,与穆龙套金矿成矿流体

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 2　萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体成分

Table 2　Components of fluid inclusions in quartz from the Sawayaerdun gold deposit

样品号	成矿阶段	液相成分及比值									
		w(B)/ $\times10^{-6}$								Na^+/K^+	Cl^-/SO_4^{2-}
		Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	∑阴离子	∑阳离子		
SO4-1	①	13.1	0.19	19.5	0.398	0.044	0.67	13.29	20.615	48.99	68.9
SO6-4	①	6.87	0.20	8.86	0.414	0.059	0.74	7.07	10.073	21.40	34.4
CM08-1	②	7.25	0.78	9.6	0.326	0.056	0.67	8.03	10.655	29.45	9.3
ZK2702-6	②	8.17	1.14	11.2	0.398	0.081	0.67	9.31	12.352	28.14	7.2
SO4-10	③	11.8	3.00	19.4	0.717	0.037	1.14	14.80	21.294	27.06	3.9
CM2702-1	③	2.30	0.48	4.2	0.414	0.074	0.49	2.78	5.173	10.14	4.8
CM2702-4	④	4.10	0.80	1.4	0.557	0.037	0.48	4.90	2.472	2.51	5.1
SO1-10	④	14.5	1.80	23.6	0.717	-	1.08	16.30	25.397	32.91	8.1
SO4-5	⑤	12.8	0.40	18.4	0.725	0.037	1.14	13.20	20.302	25.38	32.0
SO2-5	⑤	12.85	1.70	21.2	0.765	0.074	1.28	14.55	23.319	27.71	7.6

样品号	成矿阶段	气相成分及比值									
		x(B)/ %							CO_2/N_2	H_2O/CO_2	CO_2/CH_4
		H_2O	CO_2	N_2	CH_4	C_2H_6	H_2S	He			
S04-1	①	94.36	4.29	1.0457	0.2647	0.0365	0.0015	0.00021	4.1	21.99	0.06
S06-4	①	96.56	2.08	0.7227	0.4082	0.0559	0.0019	0.00031	2.54	46.48	0.2
CM08-1	②	90.33	7.79	0.8928	0.8893	0.0909	0.0024	0.00018	8.77	11.59	0.11
ZK2702-6	②	80.16	15.99	1.9061	1.8913	0.049	0.0033	0.001	17.93	5.01	0.12
S04-10	③	83.97	13.07	1.3861	1.5216	0.047	0.0008	0.00003	9.4	6.42	0.12
CM2702-1	③	93.27	5.31	0.8523	0.5066	0.0574	0.0032	0.00017	5.87	17.56	0.1
CM2702-4	④	72.37	24.36	2.4397	0.7862	0.0345	0.0036	0.00007	25.19	2.97	0.03
S01-10	④	72.93	20.63	2.6527	3.7062	0.0813	0.0054	0.00015	7.8	3.53	0.18
S04-5	⑤	95.27	3.75	0.6291	0.2656	0.0768	0.0038	0.00028	4.1	25.38	0.07
S02-5	⑤	95.98	3.39	0.4112	0.1401	0.0647	0.0123	0.00015	3.6	28.3	0.04

注:样品由朱和平分析;F^- 含量低于检测限;"-"低于检测限。①石英阶段;②毒砂-黄铁矿-石英阶段;③多金属硫化物-石英阶段;④锑-石英阶段;⑤石英-碳酸盐阶段。

(Shayakubov et al., 1999)相似。

5　硫、碳、氧同位素

5.1　分析方法

硫化物样品以 Cu_2O 作为氧化剂制样,对释放出的 SO_2 进行硫同位素测试。挑选出 11 件新鲜黄铁矿样品(6 件采自Ⅳ矿化带,2 件来自Ⅰ矿化带,其余采自无矿石英脉),纯度达 99 %以上。

采集的 8 件碳和氧同位素样品,主要来自Ⅳ矿化带的地表、坑道和岩芯,样品 CM08-1 采自Ⅰ矿化带。首先将所采集的样品逐级破碎、过筛,粒级 40～60 目,然后在实体显微镜下反复挑选纯净白云石,使其纯度在 99 %以上。白云石的碳和氧同位素测试步骤如下(Mao et al.,2002b):在 50 ℃条件下,白云石与磷酸反应释放 CO_2。用中国的国家一级碳酸盐碳、氧同位素参考物质 GBW04416 和 GBW04417 作为工作标准,GBW04416 的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{PDB}$ 值分别为 1.61 ‰和 -11.59 ‰,GBW04417 的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{PDB}$ 值分别为 -6.06 ‰和 -24.12 ‰。白云石的 $\delta^{18}O_{PDB}$ 从下列方程得到:

$$\delta^{18}O_{dol\text{-}PDB} = 1.01025/1.01090 \times(\delta^{18}O_{CO2.dol} - \delta^{18}O_{CO2.PDB}) + (1.01025/1.01090 - 1) \times 10^3 = 0.999357 \times(\delta^{18}O_{CO2.dol} - \delta^{18}O_{CO2.PDB}) - 0.64299$$

这里 1.01025 是在 25 ℃条件下方解石释放出 CO_2 和方解石之间的 α(Friedman et al.,1977),而 1.01090 是在 50 ℃条件下白云石释放出 CO_2 和白云石之间的 α(Sharma et al.,1965)。在转变 $\delta^{18}O_{PDB}$ 与 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 时,使用 Friedman 等(1977)的方程:$\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03086\ \delta^{18}O_{PDB} + 30.86$。白云石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 直接从 CO_2 测得。

同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室进行,硫、氧和碳同位素用 Finningan

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

MAT 251 EM 质谱计进行测试。硫、碳和氧同位素的分析精度为 ±0.2‰。

5.2 测试结果

萨瓦亚尔顿金矿床硫同位素测试结果列于表 3。黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值变化范围窄,介于 -2.2‰～1.1‰,平均为 0.4‰,接近零值。早期无矿石英脉中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值略大于金成矿阶段的值。

萨瓦亚尔顿金矿床碳氧同位素测试结果列于表 4。8 件白云石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为 -5.1‰～-0.6‰,平均为 -3.1‰;$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 16.4‰～21.1‰,平均为 18.9‰。3 件菱铁矿的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为 -5.4‰～-3.4‰,$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 17.8‰～25.2‰。

表 3 萨瓦亚尔顿金矿黄铁矿硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotope composition of pyrite from the Sawayaerdun gold deposit

采样位置	样品号	$\delta^{34}S$/‰
Ⅳ矿化带	Ⅳ-1-6	-1.9
Ⅳ矿化带	SK-01	-2.2
Ⅳ矿化带	4-27-2	0.2
Ⅳ矿化带	27KD-2	-0.9
Ⅳ矿化带	27KD-3	0.2
Ⅳ矿化带	TC-01	-0.2
Ⅰ矿化带	TC24-Q1	-0.9
Ⅰ矿化带	TC24-Q2	0.4
贫金石英脉	Sg23-1	1.1
贫金石英脉	Sg25	0.5
贫金石英脉	SW-12	-0.7

表 4 萨瓦亚尔顿金矿碳、氧同位素组成

Table 4 Carbon and oxygen isotope data of the Sawayaerdun gold deposit

样品号	矿物	$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$/‰	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$/‰
S02-3	白云石	-4.3	18.8
S02-5	白云石	-3.1	18.5
S04-1	白云石	-5.1	18.4
S04-2	白云石	-2.7	16.4
S04-5	白云石	-4.2	19.3
S04-10	白云石	-1.0	21.1
S06-4	白云石	-0.6	20.2
CM2702-1	白云石	-3.5	18.7
97SW-21*	菱铁矿	-5.3	25.2
97SW-21*	菱铁矿	-5.4	25.2
S018*	菱铁矿	-3.4	17.8

注:带 * 者据郑明华等,2001,其余为本文资料。

6 讨论

6.1 矿床类型对比

中亚南天山以产出穆龙套型(黑色岩系型)金矿闻名于世,已发现 2 个世界级金矿(穆龙套和库姆托尔),数个大型、超大型矿床,穆龙套和库姆托尔金矿是典型代表,研究程度最高。萨瓦亚尔顿矿床与穆龙套金矿床和库姆托尔金矿床有很大的相似性(表 5),均产于南天山褶皱带或靠近南天山的中天山褶皱带,附近有区域深大断裂。容矿岩系为含碳浊积岩,岩石组合为含碳千枚岩、变质砂岩、变质粉砂岩、变质泥岩。矿化带和矿体受剪切带、断裂破碎带控制,矿体由含金石英脉、细脉和网脉组成。矿石以低品位为主,矿床规模大,矿物组合基本类似(以黄铁矿、毒砂为主,库姆托尔除外)。成矿流体以低盐度、富 CO_2 和 CH_4 为特征,萨瓦亚尔顿金矿成矿流体气相成分以 H_2O 和 CO_2 为主,其次为 CH_4 和 N_2,少量 C_2H_6 和 H_2S,流体液相成分中以 Na^+ 和 Cl^- 为主,其次为 Ca^{2+}、K^+、Mg^{2+} 和 SO_4^{2-},属 H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 体系;穆龙套金矿气相成分主要为 CO_2 和 CH_4,其次为 N_2 和 H_2S,早期以 CH_4 为主,晚期以 CO_2 为主(Wilde et al.,2001),液相成分以 Na^+ 和 Cl^- 为主,少量 K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Br^- 和 SO_4^{2-}(Shayakubov et al.,1999);库姆托尔金矿流体包裹体研究表明,大部分包裹体气相成分中 90%以上为气体 CO_2(Anikin,1991)。成矿作用与造山作用有关,具有多期多阶段的成矿特征,成矿过程复杂,萨瓦亚尔顿金矿的热液成矿期可划分为 5 个成矿阶段,穆龙套和库姆托尔金矿分别可划分为 4 个成矿阶段(Wilde et al.,2001;Ivanov et al.,2000),它们的共同特征是早阶段含金较差,最晚阶段多为(石英)碳酸盐脉。3 个金矿的成矿时代大致相同,库姆托尔金矿的成矿时代为 284～288 Ma($^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄,Mao et al.,2004),穆龙套金矿蚀变岩形成时间为 250～285 Ma,金主成矿时代为 280 Ma(白钨矿的 Sm-Nd 同位素年龄,Kempe et al.,2001),含金石英中绢云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 220～245 Ma(Wilde et al.,2001),银矿化时间为 224～219 Ma(Kostitsyn,1993;1996)。萨瓦亚尔顿金矿的金主要成矿时期为三叠纪(含金石英脉中石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 246 Ma 和 231 Ma,陈富文等,2003;叶庆同等,1999;含金石英脉中石英 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 210 Ma,刘家军等,2002a)。

与穆龙套和库姆托尔金矿床对比,萨瓦亚尔顿矿床又具有特殊性,概括为:①容矿地层时代相对较新,为晚志留世和早泥盆世。容矿岩系中碳质含量也明显低于穆龙套和库姆托尔(刘德权等,1998);②

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 5 萨瓦亚尔顿金矿与穆龙套金矿和库姆托尔金矿特征对比

Table 5 Comparative features of Sawayaerdun gold deposit, Muruntau gold deposit and Kumtor gold deposit

矿床特征	萨瓦亚尔顿金矿	穆龙套金矿	库姆托尔金矿
大地构造	南天山造山带伊犁-伊塞克湖微板块与塔里木北缘活动带的交接部位	南天山晚古生代陆缘盆地北缘古陆的克齐尔库复背斜中	产于中天山陆缘活动带,接近 Nikolaev 构造缝合线
容矿地层	上志留统-下泥盆统浅变质细碎屑岩组合,具浊积岩特征。赋矿岩石为碳质千枚岩;碳含量 1 %～3 %	中奥陶世-早志留世 Besapan 组,一套浊流沉积,变砂岩、变粉砂岩和变泥岩组合。赋矿岩石为碳质千枚岩,碳含量 2 %～7 %	元古界 Vendian Jetym 组碳质千枚岩、变砂岩、变粉砂岩。赋矿岩石为碳质千枚岩,含碳量 1 %～10 %,局部石墨化
控矿构造	NNE 向脆-韧脆性剪切带	早期低角度剪切带叠加晚期 NE 向高角度脆性断层	NE 向断层
侵入岩	矿区内及外围见少量中基性岩脉	矿区内海西晚期酸性、基性岩脉发育,深部有隐伏花岗岩体	矿区内出露少量花岗岩墙;矿区北西 3～5 km 有隐伏岩体
矿体特点	矿体呈板状、似层状、透镜状,由细脉、网脉组成,产状与地层产状有小角度斜交(10～20°)	矿体呈缓倾斜板状和近直立柱状,由顺层缓倾斜和陡倾斜的两组石英细脉和网脉组成,大石英脉组成矿体的中轴	矿体呈层状,由细脉、网脉组成。矿层走向与地层一致,倾向与地层有一定交角
围岩蚀变	主要以硅化、黄铁矿化为主,其次有绢云母化、毒砂化、碳酸盐化	硅化、黑云母化、长石化、绢云母化、绿泥石化、电气石化、碳酸盐化等	硅化、黄铁矿化、绢云母化、钾长石化、钠长石化、碳酸盐化
矿石特征	矿化类型为石英细脉和网脉型。主要金属矿物为黄铁矿、辉锑矿、毒砂、脆硫锑铅矿、磁黄铁矿、银金矿、自然金、菱铁矿、自然铋等。主要脉石矿物石英、方解石、菱铁矿,其次为绢云母、白云母、斜长石等。矿石构造有浸染状、细脉-网脉状、条带状	矿化类型为石英细脉、网脉和大脉型。硫化物含量为 0.28 %～3.4 %;主要金属矿物为黄铁矿、自然金、毒砂、磁黄铁矿、白钨矿、黄铜矿、自然铋、辉钼矿、方铅矿等。脉石矿物为石英、长石、黑云母,少量电气石、阳起石、碳酸盐等	矿化类型为石英细脉和网脉型。主要金属矿物为自然金、黄铁矿、赤铁矿、白钨矿等。脉石矿物为石英、绢云母、长石、方解石、白云石、菱铁矿等。矿石构造有条纹状、角砾状、细脉状、网脉状
矿石品位	w_{Au} 1～4 g/t, w_{Sb} 0.79 %～2.11 %	w_{Au} 1～29 g/t, w_{Ag} 0.8～7.2 g/t, $w(WO_3)$ 0.003 %～1.73 %	w_{Au} 5～10 g/t,平均品位为 3.6 g/t,富矿石达 3 240 g/t
金储量/t	37	5 400	590
金矿物	主要为银金矿,少量自然金;金成色为 700～800	主要为自然金;金成色为 830～980	主要为自然金;金成色为 920～960
成矿温度	78～355 ℃,主成矿阶段在 150～310 ℃	主成矿阶段在 225～320 ℃,最高 410～500 ℃	240～270 ℃,晚阶段 160～230 ℃
$w(NaCl_{eq})$	2.57 %～22.10 %	0.9 %～12.1 %	
成矿压力	8.0～35 MPa	200～300 MPa	
成矿深度	1 km 左右	6～7 km	4～5 km
pH	3～6;金成矿主阶段 3～4.5	6～9.2,从早到晚逐渐增高	7～8
流体中气相成分	主要是 CO_2,其次 CH_4、N_2;CO_2/CH_4 = 5.1～31	早期主要是 CH_4,其次是 CO_2、N_2;晚期主要 CO_2,其次是 CH_4、N_2	主要是 CO_2
地球化学异常	Au、Sb、Hg、As、Ag、Pb、Zn、Bi	Au、As、W、Mo、Bi、Pb、Zn、Hg	Au、As、Cu
成矿元素	Au、Sb	Au 为主,Bi、Pd、Ag、W 次之	Au
同位素特征	$\delta^{34}S$ = -3.0 ‰～2.61 ‰; $\delta^{13}C$ = -10.5 ‰～4.98 ‰	$\delta^{34}S$ = -4 ‰～7.5 ‰; $\delta^{13}C$ = -1 ‰～1 ‰	
主成矿时代	246～210 Ma(Rb-Sr 法,Ar-Ar 法)	270～280 Ma;219～254 Ma(Rb-Sr 法,Ar-Ar 法; Sm-Nd 法,K-Ar 法)	284.3～288.4 Ma(Ar-Ar 法)
资料来源	本文;叶庆同等,1999;郑明华等,2001;刘家军等,2002a	Kotov et al., 1992; Zairi et al., 1992; Kostitsyn et al., 1996; Shayakubov et al., 1999; Wilde et al., 2001; Kempe et al., 2001; Graupner et al., 2001; Yakubchuk et al., 2002	刘德权等,1998;叶庆同等,1999;Yakubchuk et al., 2002;毛景文等,2002a;2004

矿区未见侵入岩体,仅有少量岩脉,岩浆热液与金成矿的关系有待进一步工作。而穆龙套金矿田发育有与金矿床同时代的岩墙群(230～240 Ma, Shayakubov et al.,1999)、花岗岩(274～287 Ma, Kostitsyn, 1996),表明金的成矿作用与岩浆期后热液活动关系密切(Shayakubov et al.,1999;毛景文等,2002a);③围岩蚀变中以硅化、黄铁矿化、毒砂化、绢云母化、碳酸盐化为主,缺乏穆龙套矿区在高温条件下形成的钾长石化、电气石化以及绿帘石化、黑云母化等;④萨瓦亚尔顿金矿以浅成中低温成矿

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

为特色,金主要成矿阶段的温度集中在 160～280 ℃,锑成矿阶段温度峰值为 180 ℃。库姆托尔金矿的成矿均一温度 240～270 ℃,石英-碳酸盐脉形成温度为 230～160 ℃(Anikin 1991)。但穆龙套金矿床成矿温度高,4 个阶段依次为 410～500 ℃、430 ℃、255 ℃、150～200 ℃。⑤主成矿元素为 Au、Sb,锑出现在金矿体中、下部,而穆龙套金矿主成矿元素为 Au、W 和 Bi,Sb 和 Ag 次之,伴生元素具有分带性,下部 W-Co-Mo,中部 W-Bi,上部 As-Cu-Zn-Pb-Ag-Sb-Ni;⑥银金矿为主,自然金少,而穆龙套和库姆托尔金矿中 90 % 以上的金矿物为自然金。矿石中还常见辉锑矿、脆硫锑铅矿、方钴矿、锡石等,未出现穆龙套矿床中出现的白钨矿、辉钼矿、硒化物、碲化物。

6.2 成矿流体性质

萨瓦亚尔顿金矿成矿温度变化范围大,为 78～355 ℃,其中石英阶段均一温度为 172～355 ℃,峰值为 190 ℃和 270 ℃;毒砂-黄铁矿-石英阶段均一温度为 250～310 ℃,峰值为 280 ℃;多金属硫化物-石英阶段均一温度为 159～225 ℃,峰值 210 ℃;锑-石英阶段均一温度为 159～220 ℃,峰值为 180 ℃;石英-碳酸盐阶段均一温度为 78～314 ℃,主要集中在 100～220 ℃和 260～300 ℃。流体盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 2.57 %～22.10 %,成矿流体密度为 0.757～1.045 g/cm^3。成矿流体属中-低温度、中低盐度、中等密度的 H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 体系。估测的成矿压力为(8～35) MPa,换算为成矿深度大约在 1 km 左右(郑明华等,2001),具有浅成中-低温成矿作用特征。从成矿早阶段到晚阶段,成矿温度有降低的趋势,流体盐度 $w(NaCl_{eq})$(不包括含 NaCl 子晶包裹体的高盐度)在无矿石英脉和成矿晚期的石英碳酸盐脉中变化最大(2.57 %～22.10 %),盐度较高,金、锑成矿阶段流体盐度较低(3.23 %～10.11 %)。

成矿流体中 Na^+/K^+ 比值为 2.51～48.99,为富钠的成矿流体,与典型岩浆水具有的 $Na^+/K^+ < 1$ (Roedder,1984)不同,表明成矿流体并非典型岩浆水。金含量低的最早和最晚阶段的流体成分与含矿阶段的流体成分具有明显差异,前者阳离子总量、阴离子总量、Na^+、Cl^- 含量最高。从成矿阶段①到④,H_2O 含量总体下降(平均 95.46 mol % →85.25 mol % →88.62 mol % →72.65 mol %),⑤阶段明显升高(平均 95.63 mol %)。CO_2(平均 3.184 mol % → 11.892 mol % →9.192 mol % →22.497 mol %)、N_2 和 CH_4 含量呈现出相反的变化规律,逐渐升高,在最晚阶段明显降低(表 2)。这种变化规律暗示出成矿流体中的 CO_2、CH_4 含量与金和锑成矿有密切关系。

6.3 流体不混溶作用

萨瓦亚尔顿金矿床中 CO_2-H_2O 型包裹体中 CO_2 的体积百分数为 5 %～80 %,既有体积百分数仅为 5 %～10 % 的富 H_2O 三相包裹体,又有 CO_2 的体积百分数高达 80 % 的富 CO_2 三相包裹体和 CO_2 包裹体,并且它们为同一成矿阶段的原生包裹体。CO_2-H_2O 型包裹体与 NaCl-H_2O 型包裹体共存,均一温度接近,表明它们是不混溶的两种流体被同时捕获。在成矿过程中,当温度下降时,CO_2 和 NaCl-H_2O 产生不混溶作用,CO_2 从盐水溶液中分离出来,并与盐水溶液相共存。

萨瓦亚尔顿矿床 NaCl-H_2O 型包裹体中,富气体包裹体、气液两相包裹体和富液体包裹体构成一个连续变化系列,同时与含子晶多相包裹体共存,表明这些包裹体是在特殊的不混溶(沸腾)环境中捕获的(张文淮等,1993,毛景文等,2001)。陈华勇等(2004)对萨瓦亚尔顿金矿的研究也表明金成矿过程中流体沸腾较为明显,并认为在 350 ℃和 250 ℃发生了流体沸腾,导致了早期石英脉和多金属硫化物网脉的形成,第二次流体沸腾最为显著,是大量成矿物质沉淀、形成富矿的关键因素。

通过盐度值测定,表明萨瓦亚尔顿金矿 5 个成矿阶段中均存在数量占优势的低盐度包裹体群和数量较少的高盐度包裹体群,可能暗示在成矿作用过程中有两种温度相近但盐度不同的流体发生了混合作用(张德会等,2003)。对于含石盐包裹体的成因有 3 种解释(张德会等,2003):①直接在岩浆温度下产生;②通过热水溶液的不混溶作用形成;③在岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶(Bodnar,1994)。通过分析认为萨瓦亚尔顿矿床的含石盐包裹体是由热水溶液的不混溶作用包括沸腾作用形成的。

6.4 硫、碳、氧、氢同位素的成因示踪

41 件(本文测试 11 件,其余据郑明华等,2001)金属矿物的硫同位素组成分析结果表明,$\delta^{34}S$ 值变化范围小,介于 -3.0～+2.61 ‰,平均值为 0.07 ‰(图 9)。Ohmoto 等(1979)认为在矿物组合简单的情况下,矿物的 $\delta^{34}S$ 平均值可代表热液的总硫值。萨瓦亚尔顿金矿中含硫矿物主要为硫化物,因此,热液中总 $\delta^{34}S$ 值相当于矿物中 $\delta^{34}S$ 平均值,为 0.07 ‰,非常接近原始地幔硫,表明成矿流体中的硫来自未

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

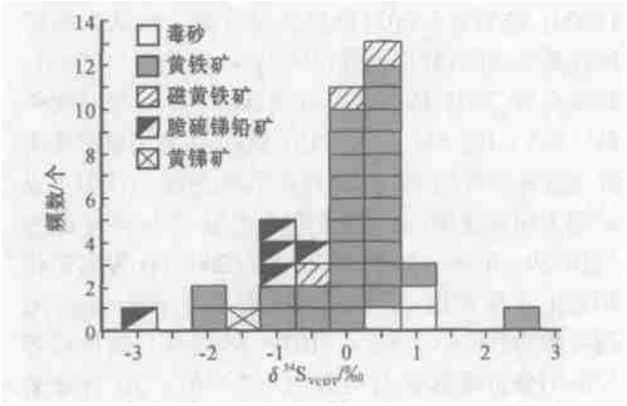


图 9　萨瓦亚尔顿金矿床硫同位素分布直方图

Fig. 9　Histograms of sulfur isotope data of sulfides

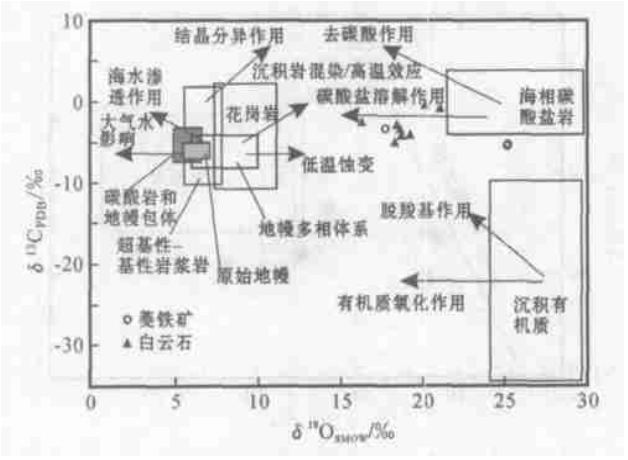


图 10　萨瓦亚尔顿金矿碳酸盐的 $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$ 图解

(底图据刘建明等,1997;孙景贵等,2001;刘家军等,2004)

Fig. 10　$\delta^{18}O$ versus $\delta^{13}C$ diagram of carbonates from the Sawayaerdun gold deposit (after Liu et al., 1997; Sun et al., 2001; Liu et al., 2004)

分异的地幔(Hoefs,1987)。黄铁矿(29 件)的 $\delta^{34}S$ 值变化于 -2.2～2.61‰,平均为 0.007‰;毒砂(3 件)的 $\delta^{34}S$ 值变化于 0.35‰～1.01‰,平均为 0.73‰;磁黄铁矿(3 件)的 $\delta^{34}S$ 值变化于 -0.29‰～0.25‰,平均为 -0.05‰;脆硫锑铅矿(5 件)的 $\delta^{34}S$ 值变化于 -3.0‰～-0.48‰,平均为 -1.57‰;辉锑矿(1 件)的 $\delta^{34}S$ 值为 -1.35‰。不同矿物的硫同位素变化为 $\delta^{34}S_{毒砂} > \delta^{34}S_{黄铁矿} > \delta^{34}S_{磁黄铁矿} > \delta^{34}S_{辉锑矿} > \delta^{34}S_{脆硫锑铅矿}$,表明硫化物间达到同位素平衡。总体上 5 种矿物的 $\delta^{34}S$ 值非常接近,反映了流体中的硫来源于地幔或与地幔相关的岩浆,同时在从深部上升过程中受到地层硫的轻微影响(Mao et al., 2002c)。

11 件白云石和菱铁矿的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 变化于 16.4‰～25.2‰,CO_2 的 $\delta^{13}C$ 变化范围较大,为 -5.4‰～-0.6‰。$\delta^{13}C_{PDB}$ 值集中在 -5.4‰～-2.7‰和 -1‰左右 2 个区间,表明碳具有多种来源(Hoefs, 1997)。$\delta^{13}C_{PDB}$ 值变化在 -5.4‰～-2.7‰区间的,与 Hoefs(1987)界定的地幔来源碳同位素值(-5‰±2‰)十分接近,显示出地幔来源的特征。

在 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 与 $\delta^{13}C_{PDB}$ 关系图解(图 10)上,样品点总体上近水平展布,其原因可能是 CO_2 的脱气作用或流体与围岩之间的水-岩反应(Zheng et al., 1993;刘家军等,2004)。样品投点集中在海相碳酸盐岩与岩浆-地幔之间,表明萨瓦亚尔顿金矿的碳主要来自海相碳酸盐岩的溶解作用和地幔,同时受到低温蚀变作用的影响。碳酸盐岩的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值高于岩浆-地幔源区,表明在成矿过程中,来自地幔或岩浆流体与周围的碳酸盐岩发生了同位素交换作用,向 ^{13}C 增高的方向漂移。

石英和菱铁矿样品采自石英阶段、毒砂-黄铁矿-石英阶段和多金属硫化物-石英阶段。流体包裹体氢氧同位素组成(表 6)表明,δD_{SMOW} 为 -83.8‰～-54.1‰,极差为 29.7‰。$\delta^{18}O_{水}$ 为 -11.57‰～5.73‰,极差为 17.3‰,平均 -3.54‰,仅有个别样品落入 Ohmoto(1986)和 Sheppard (1986)界定的岩浆水(+5.5‰～+9.5‰)范围。在 δD_{SMOW}-$\delta^{18}O_{水}$ 关系图(图 11)上,投点落在岩浆水和大气降水之间,明显向雨水线方向漂移,显示出成矿流体主要来自大气降水,有少量流体来自岩浆或地幔。

6.5　金的迁移与沉淀

成矿热液中金主要以硫化物络合物和氯化物络

表 6　萨瓦亚尔顿金矿菱铁矿和石英流体包裹体氢氧同位素组成

Table 6　Oxygen and hydrogen isotope composition of quartz and siderite from the Sawayaerdun gold deposit

样号	矿物	$\delta^{18}O_{SMOW}$/‰	$\delta^{18}O_{水}$/‰	δD_{SMOW}/‰
S016	石英		5.73	-72.2
S026	石英		2.18	-58.7
Sg-04	石英	-0.55	-7.74	-66.6
97SW-21	菱铁矿		2.94	-54.1
S46	菱铁矿		-11.57	-61.6
Ⅵ I-9*	石英	-1.08	-6.93	-64.8
TC-01*	石英	-0.56	-6.41	-81.8
TC-02*	石英	-0.66	-6.51	-83.8

注:带 * 者据叶庆同等,1999;其余据郑明华等,2001。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

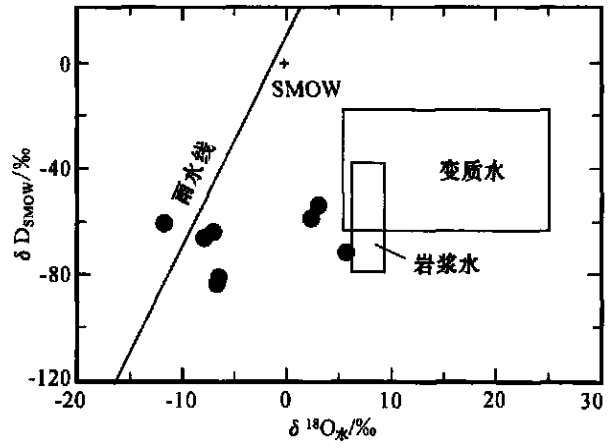


图 11 萨瓦亚尔顿金矿床成矿流体 δD_{SMOW}-$\delta^{18}O_{水}$ 图解

Fig. 11 δD_{SMOW}-$\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of the Sawayaerdun gold deposit

合物形式迁移(Benning, 1996; Edward, 1998, 申萍等, 2004), 高温时金主要以氯化物形式迁移, 中低温时金主要以 $Au(HS)_2$ 的络合物形式迁移(Benning, 1996; Wilkinson, 2001; Brathwaite et al., 2002)。萨瓦亚尔顿金矿成矿温度为中-低温, 成矿流体中含有 SO_4^{2-} 和 H_2S, 表明成矿流体中金主要以金硫络合物形式迁移, 与穆龙套金矿(Wilde et al., 2001)、新疆阔尔真阔腊金矿(申萍等, 2004)相似。

含矿流体沿断裂破碎带运移到地壳浅部, 由于温度降低, CO_2 和 NaCl-H_2O 溶液产生不混溶作用, CO_2 从溶液中逸出, 使溶液组分减少, 压力降低, 金硫络合物溶解度降低, 沉淀出金(沈昆等, 2000; 李永刚等, 2004)。同时, 由于压力的突然降低使成矿流体产生减压沸腾, 引起含矿热液中金络合物分解。流体的相分离是一些金矿的主要沉淀机制, 如穆龙套金矿(Graupner et al., 2001)。成矿流体中 Fe^{2+}、Cu^{2+}、Zn^{2+}、Pb^{2+} 等的存在, 优先与 S^{2-} 离子作用形成硫化物, 使含矿流体中 S^{2-} 离子浓度降低, 导致金硫络合物分解, 形成含金多金属硫化物矿石(李永刚等, 2004)。

水岩反应也是造成金沉淀的重要因素。含矿流体沿破碎带迁移过程中, 与围岩发生水岩反应, 形成硅化、绢云母化、毒砂化、黄铁矿化, 导致成矿流体的成分、酸碱度改变, 引起金硫络合物平衡的破坏, 导致成矿物质沉淀。

6.6 成矿作用

由于萨瓦亚尔顿矿床的成矿作用复杂, 具有多期、多阶段性, 在成矿时代上存在很大分歧。贺卫东(2000)、陈哲夫(2002)根据区域背景分析认为成矿时代是海西期; 叶庆同等(1999)、叶锦华等(1999b)、陈富文等(2003)依据含金石英脉的 Rb-Sr 等时线年龄〔(246 ±16) Ma, (231 ±10) Ma〕, 认为主成矿作用发生在海西晚期-印支期; 刘家军等(2002a)认为主成矿期为印支晚期〔含金石英脉的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为(210.59 ±0.99) Ma〕; 郑明华等(2002)认为成矿作用发生在侏罗纪-白垩纪〔绢云母化矿石全岩 K-Ar 视年龄为(98 ±9) Ma～(167 ±18) Ma〕; 胡世玲等(2000)分析辉锑矿石英脉中石英 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为(131.7 ±1.8) Ma, 认为成矿时代为早白垩世。总之, 萨瓦亚尔顿矿床金和锑的精确成矿年龄还需要进一步工作。从目前的资料分析, 金的主成矿作用可能发生在三叠纪, 但在侏罗纪和白垩纪矿区内仍有岩浆和热液活动。

早二叠世, 塔里木板块与伊犁-依塞克湖板块发生陆-陆碰撞(刘本培等, 1996), 南天山洋完全闭合, 进入了陆内变形阶段。由于强烈的挤压作用, 形成逆冲推覆、挤压走滑、韧性剪切带。萨瓦亚尔顿-吉根剪切带规模较大, 穿透地壳, 为幔源流体上升和区域流体流动开辟了通道, 这与中亚地区南天山的金矿化普遍受控于穿透地壳的大剪切带相似(毛景文等, 2002a)。剪切变形的早期, 岩石发生糜棱岩化和强烈片理化, 动力变质流体从含碳岩系中活化、迁移金等成矿物质, 形成蚀变岩带, 使糜棱岩带中金得到进一步富集, 但并没有形成矿体。矿区岩石磁组构特征及与金矿化关系的研究表明, 金矿体形成于韧性变形后的拉张环境(陈宣华等, 2001)。韧性域岩石较致密, 孔隙度较低, 不利于流体的渗透与运移, 同时较高的温压条件也不利于络合物的分解及金属矿物的沉淀(翟裕生等, 2001)。

造山作用晚期, 即三叠纪, 由于造山隆起, 早期韧性剪切带经抬升剥蚀后构造层次上移, 原来处于韧性剪切域中的剪切系统, 被抬升到脆韧性转折域。断裂由压剪转为张剪(翟裕生等 2002), 在韧性剪切带内依次产生脆-韧性和脆性断层。来自幔源的 CO_2、CH_4 和部分成矿物质沿切穿地壳的剪切带上升, 与下渗大气水混合。由于温度、压力梯度和岩浆热能驱动而循环, 从富含金、锑等成矿元素的围岩中萃取成矿物质, 运移到脆-韧性剪切带和脆性破碎带中。在浅成、中-低温度、低压环境下, CO_2 和 NaCl-H_2O 溶液产生不混溶作用, 同时, 由于压力的突然降低使成矿流体产生减压沸腾, 引起含矿热液中金络

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

合物分解,金等成矿物质卸载沉淀,形成细脉、网脉、浸染状和破碎蚀变岩型金、锑矿化。金矿化类型受剪切变形作用的控制(陈柏林,2000),在韧性变形域中发育细脉浸染状蚀变糜棱岩型矿化,在脆-韧性变形域和脆性变形域中发育破碎蚀变岩型和石英细脉型矿化(王义天等,2004)。总之,金的活化、迁移、富集和沉淀与区域变质、剪切带的演化和岩浆活动在时间上和空间上紧密相伴。

7 结论

(1) 萨瓦亚尔顿金矿位于伊犁-伊塞克湖微板块与塔里木北缘活动带交接部位的萨瓦亚尔顿-吉根脆-韧性剪切带上。矿床赋存于上志留统塔尔特库里组和下泥盆统萨瓦亚尔顿组浅变质的含碳浊积岩中,容矿岩系为含碳千枚岩、变质砂岩、变质粉砂岩。金矿化带及矿体的分布受脆-韧性剪切带控制,同大多数与韧性剪切带有关的金矿床一样,韧性剪切带为含矿流体运移提供通道和容矿空间。特别是晚期的脆性断裂叠加,有利于金矿的形成。

(2) 石英中流体包裹体类型主要为气液两相包裹体,其次为富液相包裹体、富气相包裹体、含 NaCl 子晶多相包裹体和含液相 CO_2 的三相包裹体。成矿流体为中低温(78～355 ℃)、中低盐度〔$w(NaCl_{eq})$ 2.57 %～22.10 %〕的 H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 体系。硫同位素表明,成矿物质来自于地幔或与地幔相关的岩浆。碳同位素表明碳来自于地幔和海相碳酸盐岩。氢和氧同位素显示成矿流体主要来源于大气降水,并混合少量岩浆水。

(3) 对比研究结果表明,萨瓦亚尔顿金矿在成矿地质背景、矿床地质特征和成矿作用机制等方面与乌兹别克斯坦的穆龙套金矿和吉尔吉斯斯坦的库姆托尔金矿具有相似性,但又有其特殊性。其中,浅成低温条件下成矿,金、锑共生,未见钨矿化等是其最大特色。金的活化、迁移、富集和沉淀受脆-韧性剪切带的形成和演化的控制,物理化学条件和流体成分的改变、水-岩交换作用及流体的不混溶作用在成矿过程中起了重要作用。

致 谢 在野外工作期间,得到新疆地质矿产勘查开发局第二地质大队白洪海、石玉君、年武强先生的大力支持和帮助,在此谨表谢意。

References

Anikin. 1991. Geology and mineralogical-geochemical specific features of Au-Te-rare-metal mineralization in Vendian carbonaceous sediments of the Kumtor ore filed, Middle Tien Shan[D]. Phd (Geol. Mineral.) Thesis, Bishkek Polytechnical Institute. 1～100.

Benning L G and Seward T M. 1996. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150～400 ℃and 500～1500 bar [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 60:1849～1871.

Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid in natural quartz. VII. The system H_2O-NaCl: Experimental determination of the halite liquidus and isochors for a 40 wt % NaCl solution [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 1053～1063.

Brathwaite R L and Faure K. 2002. The Waihi epithermal gold-silver-base metal sulfide-quartz vein system, New Zealand: Temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition[J]. Econ. Geol., 97: 269～290.

Chen B L. 2000. Comparison of geological and geochemical characteristics between gold deposits of different types related with ductile shear zones[J]. Geology Geochemistry, 28: 24～30 (in Chinese with English abstract).

Chen F W and Li H Q. 2003. Metallogenic chronology of the Sawayaerdun gold-antimony deposit in Xinjiang[J]. Acta Geoscientica Sinica, 24(6):563～567 (in Chinese with English abstract).

Chen H Y, Chen Y J, Ni P, et al. 2004. Fluid inclusion study of the Sawayaerdun Au deposit in southern Tianshan, China: Implication for ore genesis and exploration[J]. J. Mineral Petrol., 24(3):46～54 (in Chinese with English abstract).

Chen Z F. 2002. Metallogenic conditions and prospecting target of supra large-gold deposits in south Tianshan of Xinjiang and neighboring areas[J]. Xinjiang Geology, 20(3): 229～323 (in Chinese with English abstract).

Chen X H, Ma T L, Sun L Q, et al. 2001. The characteristics of rock magnetic fabric and its relationship to gold mineralization in Sawayaerdun gold deposit, Xinjiang[J]. Journal of Geomechanics, 7(3):208～216 (in Chinese with English abstract).

China Geological Survey. 2003. Study of the emphases electorate in the survey and evaluation of mineral resources in the main metallogenic prospect province of China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 156 (in Chinese).

Dai Z X, Bai Y, Wu C G, et al. 2001. Contrast study of the prospecting potential of copper-gold ore between west China and its adjacent area [J]. Beijing: Seismic Press. 73 (in Chinese).

Drew L J, Berger B W and Kurbanov N K. 1996. Geology and structural evolution of the Muruntau gold deposit, Kyzylkum Desert, Uzbekistan[J]. Ore Geology Reviews, 11:175～196.

Edward J. 1998. Mikucki hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review[J]. Ore Geology Reviews, 13: 307～321.

Friedman I and O'Neil J R. 1977. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry[A]. In: Fleischer M, ed. Geological Professional Paper[C]. U. S. Geological Survey. 6th ed. 440.

Gao J, Xiao X, Tang Y, et al. 1995. Preliminary research on the tectonostratigraphy in the Southwestern Tianshan Mountains[J].

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Journal of Stratigraphy, 19:122～128 (in Chinese with English abstract).

Graupner T, Kempe U, Spooner E T C, et al. 2001. Microthermometric, Laser Raman spectroscopic, and volatile-ion chromatographic analysis of hydrothermal fluids in the Paleozoic Muruntau Au-bearing quartz vein ore field, Uzbekistan[J]. Econ. Geol., 96:1～23.

Han B F, Wang X C, He G Q, et al. 1999. Discovery of mantle and lower crust xenoliths from Early Cretaceous volcanic rocks of southwestern Tianshan, Xinjiang[J]. Chinese Science Bulletin, 3:1119～1123.

He W D. 2000. Geological characteristics and genesis of the Sawayaerdun gold-antimony deposit[A]. In: Wang F T, ed. Collections of Fourth forum about geology and mineral resources in Tianshan[C]. Urumchi: Xinjiang Pepole's Pub. House. 290～297 (in Chinese).

Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magma in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 370: 519～527.

Hoefs J. 1987. Stable isotope geochemistry[M]. 3rd ed. Berlin: Spring Verlag. 1～250.

Hu S L, Man F S, Ni S B, et al. 2000. Study on the metallogenetic times of the Chahansala Sb-Ag ore belt[J]. Seismology and Geology, 22(Supp.): 51～62 (in Chinese with English abstract).

Hu S L, Man F S, Ni S B, et al. 2002. Timing of the host strata of Chahasala Sb-Ag ore belt[J]. Acta Petrologica Sinica, 18(4): 593～600 (in Chinese with English abstract).

Ivanov S M, Ansdell K M and Melrose D L. 2000. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit[A]. In: Bucci L A and Mair J L, eds. Gold in 2000[C]. Littleton, Society of Economic Geologists, Poster Session Extended Abstracts Volume. 47～52.

Jiang C Y, Mu Y M, Bai K Y, et al. 1999. Chronology, petrology, geochemistry and tectonic environment of granitoids in the southern Tianshan Mountain, western China[J]. Acta Petrologica Sinica, 15(2):298～308 (in Chinese with English abstract).

Kempe U, Belyatsky B V, Krymsky R S, et al. 2001. Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au (-W) deposit Muruntau (Uzbekistan): Implications for the age and sources of Au mineralization[J]. Mineralium Deposita, 36:379～392.

Kostitsyn Y A. 1993. Rb-Sr isotope studies in the Muruntau deposit: Dating of ore veins by the isochron technique[J]. Geokhimiya, 9: 1308～1318(in Russian).

Kostitsyn Y A. 1996. Rb-Sr isotopic study of the Muruntau deposit: Magmatism, metamorphism, and mineralization[J]. Geochemistry International, 34: 1009～1023.

Kotov N V and Poritskaya L G. 1992. The Muruntau gold deposit: Its geologic structure, metasomatic mineral associations and origin[J]. International Geology Review, 34(1):77～87.

Li X S and Luo W D. 1997. Geological character of Sawayaerdun gold ore in Xinjiang: The first one of Muruntau type gold ore in China [J]. Acta Geologica Gansu, 6(1): 62～66 (in Chinese with English abstract).

Li Y G, Zhai M G, Miao L C, et al. 2004. Ore-forming fluids of the Anjiayingzi gold deposit in Chifeng region, Inner Mongolia[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(4):961～968 (in Chinese with English abstract).

Liu B and Shen K. 1999. Thermodynamics of fluid inclusions[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1～290 (in Chinese with English abstract).

Liu B P, Wang Z Q, Zhang C H, et al. 1996. Tectonic framework and evolution in Southwest Tianshan Mountains, China[M]. Wuhan: Publishing House of China University of Geoscience. 1～118 (in Chinese with English abstract).

Liu D Q, Tang Y L and Zhou R H. 1998. The direction of search for minerals of the Muruntau-type gold deposits in Xinjiang[J]. Gold Science and Technology, 6(1): 18～23 (in Chinese with English abstract).

Liu J J, Zheng M H, Long X R, et al. 1999. Geological epoch of layer locating ores redefined precisely and significance of Sawayaerdun gold deposit in Xinjiang[J]. Chinese Science Bulletin, 44(6): 653～656 (in Chinese).

Liu J J, Long X R, Zheng M H, et al. 2002a. The metallogentic age of Sawayaerdun gold deposit in southwestern Tianshan Mountains, Xinjiang[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 22(3):19～23 (in Chinese with English abstract).

Liu J J, Zheng M H, Long X R, et al. 2002b. Metallogenic characteristics of Sawayaerdun gold deposit in Xinjiang, and their similarities to and differences from those of Muruntau-type gold deposits[J]. Acta Mineralogica Sinca, 22(1): 54～61 (in Chinese with English abstract).

Liu J J, He M Q, Li Z M, et al. 2004. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping basin of Yunnan Province and its significance[J]. Mineral Deposits, 23(1): 1～10 (in Chinese with English abstract).

Liu J M, Liu J J and Gu X X. 1997. Basin fluids and their related ore deposits[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 16(4): 341～352 (in Chinese with English abstract).

Long X R, Zheng M H, Zhang S T, et al. 1998. Studies of liquid inclusions about Muruntau type gold deposits in the Sawayaerdun, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 17(Supp.): 973～976 (in Chinese).

Ma L F. 2002. Geological atlas of China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 342～343 (in Chinese).

Ma T L, Sun L Q, Cheng X H, et al. 1999. Tectonic characteristics of ore area in the Sawayaerdun gold deposit in Southwest Tianshan, Xinjiang[A]. In: Deng N G and Lei W Z, ed. Collected works of continent structure and deformation in intracontinent and forums about geomechanics in the 6th sessions[C]. Beijing: Seismological Press. 132～135 (in Chinese).

Mao J W and Li Y Q. 2001. Fluid inclusions of the Dongping gold telluride deposit in Hebei Province, China: Involvement of mantle fluid metallogenesis[J]. Mineral Deposits, 20(1): 23～36 (in Chinese with English abstract).

Mao J W, Han C M, Wang Y T, et al. 2002a. Geological characteristics, metallogenic model and criteria for exploration of the large South Tianshan gold metallogenic belt in Central Asia[J]. Geological Bulletin of China, 21: 858～868 (in Chinese with English abstract).

Mao J W, Wang Y T, Ding T P, et al. 2002b. Dashuiguo tellurium deposit in Sichuan Province, China: S, C, O, and H isotope data and

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

their implications on hydrothermal mineralization [J]. Resource Geology, 52(1): 15～23.

Mao J W, Konopelko D, Seltmann R, et al. 2004. Post-collisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan[J]. Econ. Geol., 99:1771～1780.

Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon[A]. In: Barnes, H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[C]. New York: John Wiley & Sons. 509～567.

Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. Rev. Mineral., 16: 491～559.

Roedder. 1984. Fluid inclusions[J]. Reviews in Mineralogy, 12:250～354.

Rui Z Y, Goldfarb R, Qiu Y M, et al. 2002. Paleozoic-early Mesozoic gold deposits of the Xinjiang Autonomous Region, northwestern China[J]. Mineralium Deposita, 37:393～418.

Sharma T and Clayton R N. 1965. Measurement of $^{18}O/^{16}O$ ratios of total oxygen of carbonates[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 29:1347～1353.

Shayakubov T, Kremenetsky A and Minzer E. 1999. The Muruntau ore field[A] In: Shayakubov, et al. eds. Au, Ag, and Cu deposits of Uzbekistan[C]. Excursion Guidebook, International Field Conference of IGCP-373, Excursion B6 of the Joint SGA-IAGOD Symposium. London/ Tashkent. 37～74.

Shen P, Shen Y C, Li G M, et al. 2004. Ore-forming fluid inclusions of Kuoerzhengkuola gold deposit, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(40):969～976 (in Chinese with English abstract).

Sheng K, Hu S X, Sun J G, et al. 2000. Mineralizing fluids of the Dayigezhuang gold deposit in Zhaoyuan, Shandong Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 16(4):542～550 (in Chinese with English abstract).

Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. Rev. Mineral., 16: 165～183.

Sun J G, Hu S X, Shen K, et al. 2001. Research on C, O isotopic geochemistry of intermediate-basic and intermidiate-acid dykes in gold fields of Jiaodong Peninsula[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 20(1):47～56 (in Chinese with English abstract).

Wang C Y, Zhou M K, Yan Y J, et al. 2000. Lower Devonian conodonts from the Sawayaerdun goldming area, Wuqia (Ulugqat) County, Xinjiang[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 17(3):255～264 (in Chinese with English abstract).

Wang D G. 2000. Characteristics of ophiolite complex and its tectonic implications in the Sawayaerdun area, Xinjiang[A]. In: Wang F T, ed. Collections of Fourth forum about geology and mineral resources in Tianshan[C]. Urumchi: Xinjiang Pepole's Pub. House. 290～297 (in Chinese).

Wang Y B, Wang Y, Liu X, et al. 2000. Geochemical characteristics and genesis of Late Cretaceous to Paleoene basalts in Tuyon basin, South Tianshan Mountain[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 19(2):131～139 (in Chinese with English abstract).

Wang Y T, Mao J W, Li X F, et al. 2004. Gold mineralization related to the shear zone[J]. Earth Science Frontiers, 11(2):393～400 (in Chinese with English abstract).

Wilde A R, Layer P, Mernagh T, et al. 2001. The giant Muruntau gold deposit: Geologic, geochronologic and fluid inclusion constraints on ore genesis[J]. Econ. Geol., 96: 633～644.

Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. Lithos, 55:229～272.

Xu X Y, Ma Z P, Li X M, et al. 2003. The discovery of P-MORB in Jigen area of southwest Tianshan Mountains and its tectonic implications[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 22(3):245～253 (in Chinese with English abstract).

Yakubchuk A, Cole A, Seltmann R, et al. 2002. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altaid orogenic collage: The Tien Shan province as a key example[A]. In: Goldfarb R, Nielsen R L, eds. Integrated methods for discovery: global exploration in the twenty first century[C]. Society of Economic Geologists, Special Publication. 9: 177～201.

Yang F Q and Fu X J. 2000. Metallogenic series of ore deposits in the South Tianshan Mountain metallogenic belt[J]. Acta Geoscientia Sincia, 21(1): 38～43 (in Chinese with English abstract).

Yang F Q, Wang L B, Ye J H, et al. 2001. Zircon U-Pb ages of granites in the Huoshi Bulak area, Xinjiang[J]. Regional Geology of China, 20:267～273 (in Chinese with English abstract).

Yang F Q, Mao J W and Wang Y T. 2004. The ore-forming fluids and metallogenesis of the Bulong gold deposit in Akqi County, Xinjiang[J]. Earth Science Frontiers, 11(2):501～514 (in Chinese with English abstract).

Ye J H, Ye Q T, Wang J, et al. 1999a. Geochemistry and metallogenic mechanism of the Sawayaerdun gold-antimony deposit[J]. Mineral Deposits, 18(1): 63～72 (in Chinese with English abstract).

Ye J H, Wang L B, Ye Q T, et al. 1999b. Metallogenic epoch and ore-bearing strata age of the Sawayaerdun gold-antimony deposit in Tianshan Mountains, China[J]. Acta Geoscientia Sinica, 20(3): 278～283 (in Chinese with English abstract).

Ye Q T, Wu Y P, Fu X J, et al. 1999. Ore-forming conditions and metallogenic prognosis of gold and nonferrous metallic resources in Southwestern Tianshan Mountain [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 70～93 (in Chinese with English abstract).

Zairi N M and Kurbanov N K. 1992. Isotopic-geochemical model of ore genesis in the Muruntau ore field[J]. International Geology Review, 34:88～94.

Zhai Y S, Deng J, Ding S J, et al. 2001. Discussion on critical transition of ore-forming parameters[J]. Mineral Deposits, 20(4):301～306 (in Chinese with English abstract).

Zhai Y S and Lu G X. 2002. Transition of tectonic and dynamic regime and mineralization[J]. Acta Geoscientia Sinica, 23(2):97～102 (in Chinese with English abstract).

Zhang D H, Zhang W H and Liu W. 2003. The high salinity of fluid inclusions and its significance in ore origin in the Yinshan polymetallic deposit[J]. Acta Petrologica Sinica, 19(1):173～180 (in Chinese with English abstract).

Zhang S T, Zheng M H, Long X R, et al. 1998. Ore-controlling tectonic characteristics of Muruntau-type gold deposits in Sawayaerdun [J]. Mineral Deposits, 17(Supp.): 961～964 (in Chinese).

Zhang W H and Chen Z Y. 1993. Geology of fluid inclusions[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 1～240 (in Chinese)

Zhao R F, Yang J G, Wang M C, et al. 2002. The study of metallogenic geologic setting and prospecting potential evaluation in southwestern Tianshan mountains[J]. Northwestern Geology, 35(4):

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

101～121 (in Chinese with English abstract).

Zheng M H, Zhang S T, Liu J J, et al. 2001. Geological backgrond and metallogenic mechanism of the Muruntau-type gold deposits in southwestern Tianshan Mountain[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1～131 (in Chinese).

Zheng M H, Liu J J, Zhang S T, et al. 2002. Isotopic composition and genetic indication of Sawaya'erdun gold deposit, Xinjiang[J]. Journal of Chengdu University of Technology, 29(3):237～245 (in Chinese with English abstract).

Zheng Y F and Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covaiations in hydrothermal calcites[J]. Mineralium Deposita, 28:79～89.

Zhou T, Goldfarb R J and Phillips G N. 2002. Tectonics and distribution of gold deposits in China: An overview[J]. Mineralium Deposita, 37:249～282.

Zhu H P, Wang L J and Liu J M. 2003. Determination of quadrupole mass spectrometer for gaseous composition of fluid inclusion from different mineralization stages[J]. Acta Petrologica Sinica, 19(2): 314～318 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈柏林. 2000. 与韧性剪切带有关的不同金矿化类型地质地球化学特征对比研究[J]. 地质地球化学, 28:24～30.

陈富文, 李华芹. 2003. 新疆萨瓦亚尔顿金锑矿床成矿作用同位素地质年代学[J]. 地球学报, 24(6):563～567.

陈华勇, 陈衍景, 倪 培, 等. 2004. 南天山萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体研究:矿床成因和勘探意义[J]. 矿物岩石, 24(3):46～54.

陈宣华, 马天林, 孙立倩, 等. 2001. 萨瓦亚尔顿金矿床磁组构特征及与金矿化关系[J]. 地质力学学报, 7(3):208～216.

陈哲夫. 2002. 新疆与邻区南天山超大型金矿成矿条件和找矿方向[J]. 新疆地质, 20(3):229～232.

戴自希, 白 冶, 吴初国, 等. 2001. 中国西部和毗邻国家铜金找矿潜力的对比研究[M]. 北京:地震出版社. 73.

高 俊, 肖序常, 汤耀庆, 等. 1995. 西南天山构造地层学初步研究[J]. 地层学杂志, 19(2):122～128.

贺卫东. 2000. 萨瓦亚尔顿金锑矿矿床地质特征及其成因初探[A]. 见:王福同. 第四届天山地质矿产资源学术讨论会论文集[C]. 乌鲁木齐:新疆出版社. 290～297.

胡世铃, 满发胜, 倪守斌, 等. 2000. 查汗萨拉锑、银矿带成矿时代研究[J]. 地震地质, 22(增刊):51～62.

胡世铃, 满发胜, 倪守斌, 等. 2002. 查汗萨拉锑、银矿带容矿地层时代[J]. 岩石学报, 18(4):593～600.

姜常义, 穆艳梅, 白开寅, 等. 1999. 南天山花岗岩类的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境[J]. 岩石学报, 15(2): 298～308.

李新生, 罗卫东. 1997. 中国首例穆龙套型金矿-新疆萨瓦亚尔顿金矿地质特征[J]. 甘肃地质学报, 6(1):62～66.

李永刚, 翟明国, 苗来成, 等. 2004. 内蒙古赤峰地区安家营子金矿成矿流体研究[J]. 岩石学报, 20(4): 961～968.

刘本培, 王自强, 张传恒, 等. 1996. 西南天山构造格局与演化[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 1～118.

刘 斌, 沈 昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社. 1～290.

刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1998. 新疆穆龙套金矿的找矿方向[J]. 黄金科学技术, 6(1):18～23.

刘家军, 郑明华, 龙训荣, 等. 1999. 新疆萨瓦亚尔顿金矿床赋矿地层时代的重新厘定及其意义[J]. 科学通报, 44(6):653～656.

刘家军, 龙训荣, 郑明华, 等. 2002a. 新疆萨瓦亚尔顿金矿床石英的$^{40}Ar/^{39}Ar$快中子活化年龄及其意义[J]. 矿物岩石, 22(3):19～23.

刘家军, 郑明华, 龙训荣, 等. 2002b. 新疆萨瓦亚尔顿金矿床成矿特征及其与穆龙套型金矿床的异同性[J]. 矿物学报, 22(1):54～61.

刘家军, 何明勤, 李志明, 等. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质, 23(1):1～10.

刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 1997. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J]. 岩石矿物学杂志, 16(4):341～352.

龙训荣, 郑明华, 张寿庭, 等. 1998. 萨瓦亚尔顿穆龙套型金矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 17(增刊):973～976.

马丽芳. 2002. 中国地质图集[M]. 北京:地质出版社. 342～343.

马天林, 孙立倩, 陈宣华, 等. 1999. 新疆西南天山萨瓦亚尔顿金矿矿田构造特征[A]. 见:邓乃恭, 雷伟志, 主编. 大陆构造及陆内变形暨第六届全国地质力学学术讨论会论文集[C]. 北京:地震出版社. 132～135.

毛景文, 李荫清. 2001. 河北省东坪碲化物金矿床流体包裹体研究:地幔流体与成矿关系[J]. 矿床地质, 20(1):23～36.

毛景文, 韩春明, 王义天, 等. 2002a. 中亚地区南天山大型金矿带的地质特征、成矿模型和勘查准则[J]. 地质通报, 21(12):858～868.

申 萍, 沈远超, 李光明, 等. 2004. 新疆阔尔真阔腊金矿床成矿流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 20(4):969～976.

沈 昆, 胡受溪, 孙景贵, 等. 2000. 山东招远大尹格庄金矿成矿流体特征[J]. 岩石学报, 16(4):542～550.

孙景贵, 胡受奚, 沈 昆, 等. 2001. 胶东金矿区矿田体系中基性-中酸性脉岩的碳、氧同位素地球化学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 20(1):47～56.

王成源, 周铭魁, 颜仰基, 等. 2000. 新疆乌恰县萨瓦亚尔顿金矿区早泥盆世牙形刺[J]. 微体古生物学报, 17(3):255～264.

王德贵. 2000. 新疆萨瓦亚尔顿地区蛇绿杂岩的特征及构造意义[A]. 见:王福同. 第四届天山地质矿产资源学术讨论会论文集[C]. 乌鲁木齐:新疆出版社. 504～509.

王彦斌, 王 永, 刘 训, 等. 2000. 南天山托云盆地晚白垩世-早第三纪玄武岩的地球化学特征及成因初探[J]. 岩石矿物学杂志, 19(2):131～139.

王义天, 毛景文, 李晓峰, 等. 2004. 与剪切带相关的金成矿作用[J]. 地学前缘, 11(2):393～400.

徐学义, 马中平, 李向民, 等. 2003. 西南天山吉根地区 P-MORB 残片的发现及其构造意义[J]. 岩石矿物学杂志, 22(3): 245～253.

杨富全, 傅旭杰. 2000. 新疆南天山成矿带矿床成矿系列[J]. 地球学报, 21(1):38～43.

杨富全, 王立本, 叶锦华, 等. 2001. 新疆霍什布拉克地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄[J]. 中国区域地质, 20(3):267～273.

杨富全, 毛景文, 王义天. 2004. 新疆阿合奇县布隆金矿床成矿流体及成矿作用[J]. 地学前缘, 11(2):501～514.

叶锦华, 叶庆同, 王 进, 等. 1999a. 萨瓦亚尔顿金(锑)矿床地质地球化学特征与成矿机理探讨[J]. 矿床地质, 18(1):63～72.

叶锦华, 王立本, 叶庆同, 等. 1999b. 西南天山萨瓦亚尔顿金(锑)矿床成矿时代与赋矿地层时代[J]. 地球学报, 20(3):278～283.

叶庆同, 吴一平, 傅旭杰, 等. 1999. 西南天山金和有色金属矿床成

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

矿条件和矿床预测[M]. 北京:地质出版社. 70～93.
翟裕生, 邓　军, 丁式江, 等. 2001. 关于成矿参数临界转换的探讨[J]. 矿床地质, 20(4):301～306.
翟裕生, 吕古贤. 2002. 构造动力体制转换与成矿作用[J]. 地球学报, 23(2):97～102.
张德会, 张文淮, 刘　伟. 2003. 江西银山多金属矿床高盐度包裹体及其成因意义[J]. 岩石学报, 19(1):173～180.
张寿庭, 郑明华, 龙训荣, 等. 1998. 萨瓦亚尔顿穆龙套型金矿床构造控矿特征[J]. 矿床地质, 17(增刊):961～964.
张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 1～240.
赵仁夫, 杨建国, 王满仓, 等. 2002. 西南天山成矿地质背景研究及找矿潜力评价[J]. 西北地质, 35(4):101～121.
郑明华, 张寿庭, 刘家军, 等. 2001. 西南天山穆龙套型金矿床产出地质背景与成矿机制[M]. 北京:地质出版社. 1～131.
郑明华, 刘家军, 张寿庭, 等. 2002. 萨瓦亚尔顿金矿床的同位素组成特征及其成因意义[J]. 成都理工学院学报, 29(3):237～245.
中国地质调查局. 2003. 全国主要成矿远景区矿产资源调查评价重点选区研究(一)[M]. 北京:地质出版社. 156.
朱和平, 王莉娟, 刘建明. 2003. 不同阶段流体包裹体气相成分的四极质谱测定[J]. 岩石学报, 19(2):314～318.

Geological characteristics and metallogenesis of Sawayaerdun gold deposit in southwest Tianshan Mountains, Xinjiang

YANG Fu-quan[1], MAO Jing-wen[1], WANG Yi-tian[1], LI Meng-wen[2], YE Hui-shou[1] and YE Jin-hua[3]
(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Development Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China)

Abstract

The Sawayaerdun gold deposit in Wuqia County of southwest Xinjiang occurs in Upper Silurian and Lower Devonian epimetamorphic carbonaceous turbidite, with the host rocks being carbonaceous phyllites, metasandstone and metasiltstone. Gold mineralized zones and orebodies are controlled by the brittle-ductile shear zone. Fluid inclusions in the Sawayaerdun gold deposit can be divided into two-phase vapor-liquid H_2O inclusions, liquid-rich H_2O inclusions, vapor-rich H_2O inclusions, daughter mineral-bearing polyphase inclusions and three-phase CO_2-type inclusions, of which two-phase vapor-liquid H_2O inclusions seem to be the main type. The ore-forming fluids are of the middle-low temperature (78～355 ℃) and low-middle salinity [2.57%～22.10% $w(NaCl_{eq})$] H_2O-NaCl-CO_2-CH_4 system. The $\delta^{34}S$ values of sulfides associated with gold mineralization range from -3.0‰ to +2.61‰ with a mean of 0.07‰, indicating that sulfur was derived from the mantle or the mantle-related magma. The $\delta^{13}C_{PDB}$ values of dolomite and siderite from the Sawayaerdun gold deposit range from -5.4‰ to -0.6‰, suggesting that carbon mainly came from the mantle and marine carbonate rocks. Hydrogen and oxygen isotope studies show that the ore-forming fluids were mainly derived from meteoric water, with a minor part from magmatic fluids. The Sawayaerdun gold deposit resembles the Muruntau gold deposit in Uzbekistan and the Kumtor gold deposit in Kyrgyzstan in geological setting, metallogenic characteristics and ore-forming mechanism. Nevertheless, the Sawayaerdun gold deposit shows some particularities: the ore-forming process is characterized by epizonal mineralization, and the association of medium-low temperature elements such as gold and antimony makes up the most prominent feature. Changes in physico-chemical conditions of ore fluids and fluid compositions, water-rock exchange and immiscibility of ore fluids played important roles in the ore-forming process of the Sawayaerdun gold deposit.

Key words: geology, metallogenesis, carbonaceous rocks, brittle-ductile shear zone, Sawayaerdun, Xinjiang

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net