四川丹巴燕子沟造山型金矿床成矿流体特征研究

侯林[1,2)]，邓军[1)]，丁俊[2)]，汪雄武[3)]，彭惠娟[4)]

1)地质过程与国家资源重点实验室，中国地质大学(北京)地球科学与资源学院，北京，100083；
2)成都地质矿产研究所，成都，610081； 3)成都理工大学地球科学学院，成都，610059；
4)中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037

内容提要：丹巴燕子沟金矿区在大地位置上处于松潘-甘孜造山带，金矿体分为石英脉型和碳质板岩型，其成矿作用包括成矿前期、主成矿期和成矿期后3个期次。丹巴燕子沟金矿流体属CO_2-H_2O-NaCl体系，溶液呈酸性，流体包裹体分为两大类，成矿前期和主成矿期流体包裹体具有典型造山型金矿变质热液特点，以均一温度中等、低盐度、低密度、高CO_2为特征；成矿期后流体包裹体则具有大气降水的特点，具有均一温度低、低盐度、低密度、低CO_2的特征。成矿前期和主成矿期金的主要迁移形式为$[Au(Cl)_4]^-$氯络合物，成矿期后以$[Au(HS)_2]^-$硫络合物为主，在构造由压扭向张扭转变的过程中，流体温压条件发生较大的变化，加之大气降水沿张性裂隙的渗入，使得流体发生沸腾作用、流体混合作用，硫金络合物含量逐渐升高，pH、Eh、f_{O_2}、f_S等物理化学条件发生变化，矿质逐渐沉淀，形成矿体。从流体特征来看，丹巴燕子沟金矿属于造山型金矿床。

关键词：燕子沟金矿；松潘-甘孜造山带；成矿流体特征；造山型金矿

造山型金矿(orogenic gold deposit)是由变质热液形成的受构造控制的脉状后生金矿床，在分类上属于热液型金矿床的一种，因其在时间和空间上与造山作用的相关性而得名(陈衍景，2006)。造山型金矿床的形成是成矿流体活动的产物，而成矿流体活动则由热液矿物及其流体包裹体牢牢记录了下来，这使得流体包裹体成为研究流体成矿作用必不可少的“探针”(陈衍景等，2007)。随着包裹体测试手段的不断提高(卢焕章等，2004)，流体包裹体地球化学方面的研究不断深入，“包裹体探针”已成为热液型金矿床成矿作用研究中不可或缺的重要一环。然而，由于流体成矿系统的复杂性和人类掌握包裹体研究技术(如地球物理化学相图的适用性，原生和次生包裹体的区分，成矿压力、深度及成矿流体的Eh、Ph值的准确计算等方面)的局限性，流体包裹体方面的资料不能被有效地加以利用，常常出现包裹体特征不能支撑矿床地质研究结果，甚至与之相矛盾的尴尬局面。自包裹体研究引入金矿床研究以来，学者们不约而同地从自己的研究方向入手，在如何正确理解和掌握不同类型金矿床标志性地质和流体包裹体特征，从而将其运用到成矿模式建立、矿床类型确定和深部外围成矿预测的实际研究等方面，做出了艰辛的努力与尝试。

普遍认为(张德全等，2001，2007；Haeberlin et al.，2004；Bierlein et al.，2006；陈衍景等，2007；Hodikiewicz et al.，2009)，大规模造山型金矿成矿作用常发生在地壳隆升的背景之下，其时间稍滞后于造山事件，其成矿流体往往来自造山带变质地体的脱水作用(Groves et al.，1998；Ridly et al.，2000；Kerrich et al.，2000；Hagemann et al.，2000；Goldfarb et al.，2001；Pitcairn et al.，2005；Chen Yanjing et al.，2007)。陈衍景等(2007)还特别提出，鉴别造山型金矿的实质是变质热液。前人大量研究表明(Groves et al.，1998；Ridly et al.，2000；Kerrich et al.，2000；Hagemann et al.，2000；Goldfarb et al.，2001)任何时代和类型的造山带金矿的含矿流体，均是低盐度的含碳水质流体，且主要分为3类：富CO_2包裹体、含CO_2水溶液包裹体和水溶液包裹体，这与其他类型金矿有很大不同。卢焕章(2008)认为CO_2流体与金矿化有着密切的成

注：本文为地质过程与国家资源重点实验室开放基金项目(编号 GPMR201028)、川滇黔相邻区重要矿产成矿规律和找矿方向研究(编号 1212011085162)和云南武定地区铁铜矿远景调查(编号 1212011120640)共同资助的成果。
收稿日期：2011-11-29；改回日期：2012-10-31；责任编辑：郝梓国，黄敏。
作者简介：侯林，男，1985年生。博士研究生，主要从事区域成矿学方面的研究。Email：175928855@qq.com。

因关系,而流体与围岩发生的交代作用中发生的相分离是 Au 沉淀成矿的主要原因。而 Ridly 等(2000)通过对造山型金矿成矿系统进行大量的流体-围岩交代平衡的计算后则认为,在热液已经运移一段距离后,其流体组分不能再反映物源的成分特征,而应作为反映在运移的通道内,原始流体与围岩产生的流体-围岩交代作用的探针。邱华宁(1994)和邱华宁等(2004)利用真空击碎技术对热液矿床中石英流体包裹体进行了精确的$^{40}Ar/^{39}Ar$测年,为我们提供了流体包裹体研究的有效手段。侯增谦等(2006a,2006b)通过青藏高原碰撞造山带成矿作用研究,认为大陆碰撞造山成矿主要包括同碰撞造山、晚碰撞转换和后碰撞伸展 3 个阶段,其中陆内转换背景下的走滑剪切是造山型金矿的主要成矿期。郭涛等(2008)通过研究焦家金矿矿床地质特征与流体包裹体特征,认为断裂构造带不同部位岩石破碎程度不同从而导致的具有差异的孔隙度和渗透率,是影响流体运移方式的主要原因。这一系列的研究,加深了我们对造山型金矿床这一典型矿床的认识。

松潘-甘孜造山带位居中国西南部,特提斯-喜马拉雅造山系之东缘,其北侧以阿尼玛卿缝合线带与劳亚古陆相隔,西侧以金沙江缝合带与冈瓦纳大陆外缘的羌塘-吕都拼贴地体毗邻,东南缘以龙门山—锦屏山与扬子克拉通相连。松潘-甘孜造山带是个奇特的造山带,它经历了印支晚期及燕山晚期两次几乎连续的造山事件,地质构造背景非常复杂(杨逢清等,1994;许志琴等,1992),拥有很好的造山带找矿前景,也是我国很具有研究价值的金矿成矿带。近期在该造山带内丹巴县南燕子沟地区发现一大型金矿(侯林等,2009a,2009b)。在金矿的普查中,地质人员坚持以造山型金矿成矿模式为理论指导,把本区成矿作用研究置于区域构造-变质-岩浆作用的大框架下,将找矿重点集中在黑色岩系与有利构造的复合部位,取得了很好的找矿效果。丹巴燕子沟金矿床的矿床地质特征与造山型金矿相似,但其成矿流体特征尚不清楚,有碍于建立该矿床的成矿模式和下一步找矿工作。

鉴于上述,本文以松潘-甘孜造山带丹巴燕子沟金矿床为例,采用比较矿床学的研究思路(涂光炽等,2006),以流体包裹体特征为主要研究内容,探讨该金矿流体来源及运移、沉淀机制,建立造山作用与造山型金矿之间的耦合关系,并最终确认该金矿类型。以期为下一步成矿预测提供方向,也为国内外学者同类型矿床流体包裹体研究提供可靠素材。

1 区域地质与成矿

丹巴燕子沟金矿位于松潘-甘孜造山带,巴颜喀拉-马尔康逆冲-滑脱叠置岩片内,西邻鲜水河断裂,东望龙门山逆冲推覆构造。矿区出露地层为泥盆系危观群第四岩组、二叠系下统、上统及第四系,整体倾向北西。其中,泥盆系危观群第四岩组(D*wg*4)黑色岩系由于其特殊的物理化学性质(其还原能力及总体不透水性导致成矿物质沿层间发生侧向滑动),成为了金矿的主要赋矿岩层。矿区及周边区域断裂、穹窿发育,主要有 NW、NE 及 EW 向延伸的 3 组断裂构造。矿区内的区域大断裂主要有东谷断裂(NW)、两河口断裂(NW)、牦牛河断裂(EW),主要穹窿为永西穹窿。由于多期次的构造作用,早期形成的 NW 向断裂被 NE、EW 向断裂切割,它们与永西穹窿一并构成了矿区的构造格架并且宏观上共同控制着矿体(带)的形成、演化和时空分布(图 1,图 2)。

在区域上广泛分布以花岗岩为主的岩浆岩,分别为印支晚期和燕山中晚期,伴随区域上两次造山过程侵入。印支晚期侵入岩浆岩岩性以花岗斑岩、黑云斜长花岗斑岩为主,另有石英斑岩、花岗细晶岩和闪长玢岩及辉绿岩等。四川省地质矿产局区域地质调查队❶所采花岗斑岩 Rb-Sr 同位素年龄 199.28±42Ma。这其中,矿区内广泛出露的辉绿岩脉与成矿有密切的关系,其出现往往代表着矿体的富集。同时,在矿区也存在很多燕山中晚期岩浆岩,以云母花岗岩、闪长花岗岩、石英闪长花岗岩为主,常以岩株、岩体的形式产出于震旦系、志留系变质岩中。根据李健康等(2006)在白云母伟晶岩岩体中采取白云母所做的$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄来看,该期岩体多形成于 114～125Ma。

两次的造山,带来了两次的构造岩浆作用,松潘—甘孜地区许多矿床在第一次造山作用预富集基础上于第二次造山作用进一步工业富集和定位,造就了该区成矿范围最广、矿种类型最多、成矿作用最为复杂的大规模造山带成矿系统。该成矿系统主要表现在成矿受造山及造山间歇期构造-岩浆活动的控制,在空间上矿床多沿构造带或岩浆岩体展布,在时间上表现为成矿与碰撞造山近于同时或略滞后。造山带经历了印支晚期和燕山晚期两次造山及造山间歇期的伸展滑脱,构造性质由挤压向伸展转化,而后又受挤压的反复作用,有利于不同来源流体活动的演化阶段相混合。成矿流体在不同部位可以分别

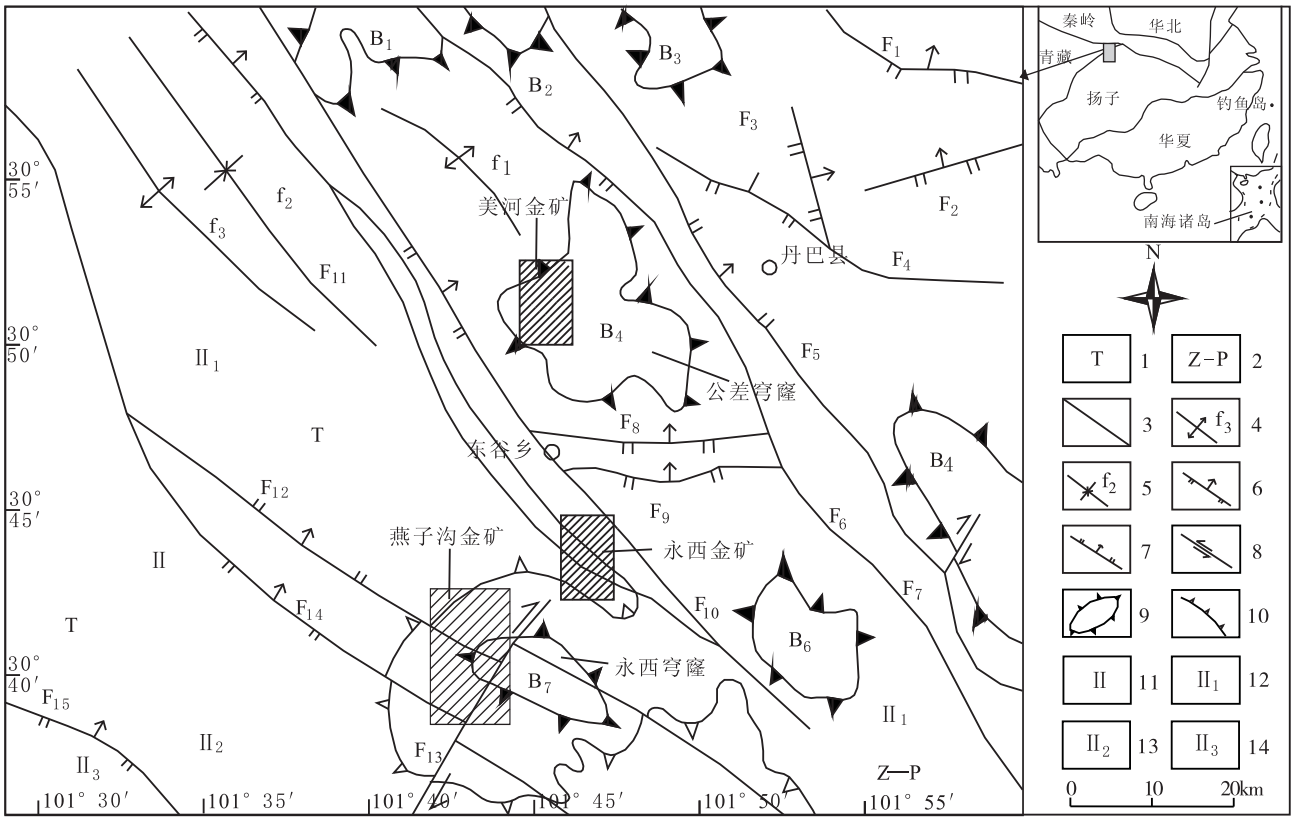

图 1　四川丹巴燕子沟金矿区附近构造纲要图(据四川省地质矿产局区域地质调查队❶)

Fig. 1　Structure outline map of Yanzigou deposit and nearby area in Danba, Sichuan(after Regional Geological Survey Party, Sichuan Bureau of Geological Exploration and Exploration of Mineral Resources❶)

1—三叠系;2—震旦系—二叠系;3—断层及编号;4—穹隆构造;5—滑脱断层;6—丹巴滑脱-逆冲深层叠置构造岩片;7—马尔康滑脱-逆冲浅层叠置构造岩片;8—鲜水河断裂带; f_1—格垭沟背斜;f_2—斯达纳向斜;f_3—斯格翁错背斜;F_1—根巴沟断层;F_2—卡垭沟断层;F_3—日波断层;F_4—中路断层;F_5—大马断层;F_6—柯尔金断层;F_7—季家河坝断层;F_8—井备断层;F_9—世亚断层;F_{10}—东谷断层;F_{11}—五号闸断层;F_{12}—两河口断层;F_{13}—牦牛沟断层;F_{14}—泥冲沟断层;F_{15}—道孚-康定断裂;B_1—青杠林穹隆;B_2—妥皮穹隆;B_3—巴旺穹隆;B_4—公差穹隆;B_5—格宗穹隆;B_6—杨柳坪穹隆;B_7—永西穹隆

1—Triassic; 2—Sinian—Permian; 3—tectonic element boundary fault; 4—dome; 5—detachment fault; 6—Danba reversed-decollement Slice; 7—Maerkang reversed-decollement Slice ; 8—Xianshuihe Fault; f_1—Geyagou Anticline; f_2—Sidana Syncline; f_3—Sigewengcuo Anticline; F_1—Genbagou Fault; F_2—Kayagou Fault; F_3—Ribo Fault; F_4—Zhonglu Fault; F_5—Dama Fault; F_6—Keerjin Fault; F_7—Jijiaheba Fault; F_8—Jingbei Fault; F_9—Shiya Fault; F_{10}—Donggu Fault; F_{11}—Wuhaozha Fault; F_{12}—Lianghekou Fault; F_{13}—Maoniugou Fault; F_{14}—Nichonggou Fault; F_{15}—Daofu—Kangding Fault; B_1—Qingganglin Dome; B_2—Tuopi Dome; B_3—Bawang Dome; B_4—Gongchai Dome; B_5—Gezong Dome; B_6—Yangliuping Dome; B_7—Yongxi Dome

以岩浆热液、变质热液、大气降水为主,甚至可能有幔源组分的加入,但均离不开地下构造岩浆作用。这种极好的成矿条件,为我们于该区找到大型矿床提供了指向性的帮助;但几期构造岩浆作用的叠加,使得矿区成矿条件更加复杂多变,也为矿山工作带来了一些困难。

该区的变质作用具有延续时间长,期次多的特点。区域变质叠加动力变质,而动力变质过程中仍然延续区域变质,提供了相关元素的活化条件;变质作用过程中发生的脱水作用,为矿质运移提供了必要的载体。应该说,该区变质作用对金矿形成起了重要的作用。

2　矿床地质概况

矿区金矿按产出形式可分为两种:石英脉型金矿(图 3a)和碳质板岩型金矿(图 3b)。其中,前者产于泥盆系危观群碳质岩系中的断裂破碎带及裂隙发育部位,受 EW 和 NW、NW 向断层构造控制,脉体倾向较陡,矿脉的倾向和矿体宽度变化较大,说明其形成与构造运动关系密切;后者具密集石英网脉和大量黄铁矿,以似层状产出于泥盆系危观群第四岩组碳质千枚岩及碎屑岩中,矿体延伸长、宽度大,为

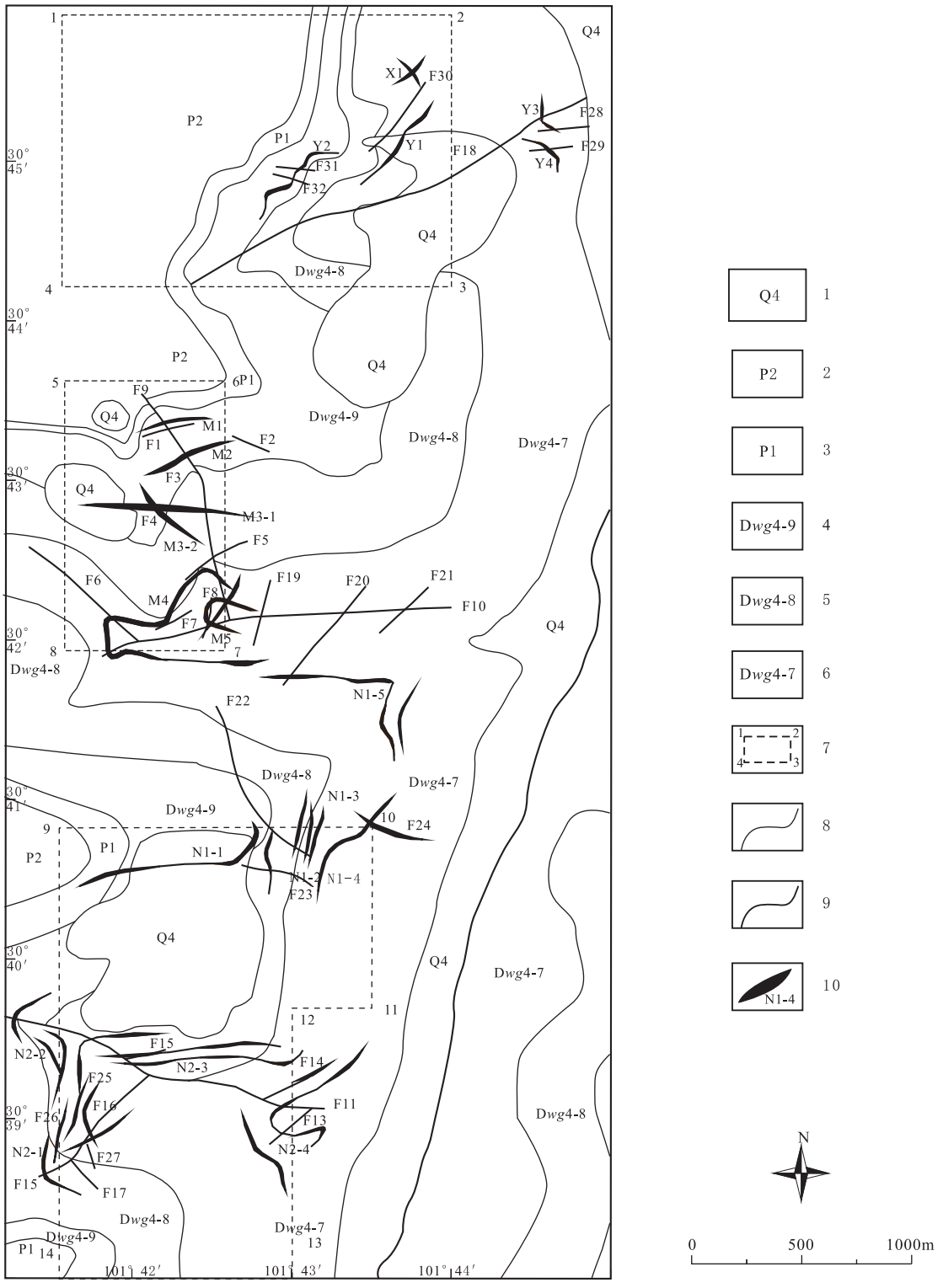

图 2 四川丹巴燕子沟金矿区地质简图

Fig. 2 Geological map of the Yanzigou gold deposit in Danba, Sichuan

1—第四系坡积物;2—二叠系上统玄武岩夹板岩及灰岩;3—二叠系下统结晶灰岩及绿片岩;4—泥盆系危观群第四岩组第九层石英绢云母千枚岩;5—泥盆系危观群第四岩组第八层碳质千枚岩夹板岩;6—泥盆系危观群第四岩组第七层碳质板岩夹千枚岩;7—勘查区范围;8—地层界线;9—断层;10—矿体及编号

1—Slope wash(Quaternary); 2—basalt intercalated with slate and limestone(Upper Permian); 3—limestone intercalated with greenschist (Lower Permian); 4—quartz-sericite phyllite (Devonian Weiguan Group No. 9 Layer); 5—carbonaceous phyllite and slate(Devonian Weiguan Group No. 8 Layer); 6—carbonaceous slate and phyllite(Devonian Weiguan Group No. 7 Layer); 7—exploration targets; 8—stratigraphic boundaries; 9—faults; 10—ore bodies and No.

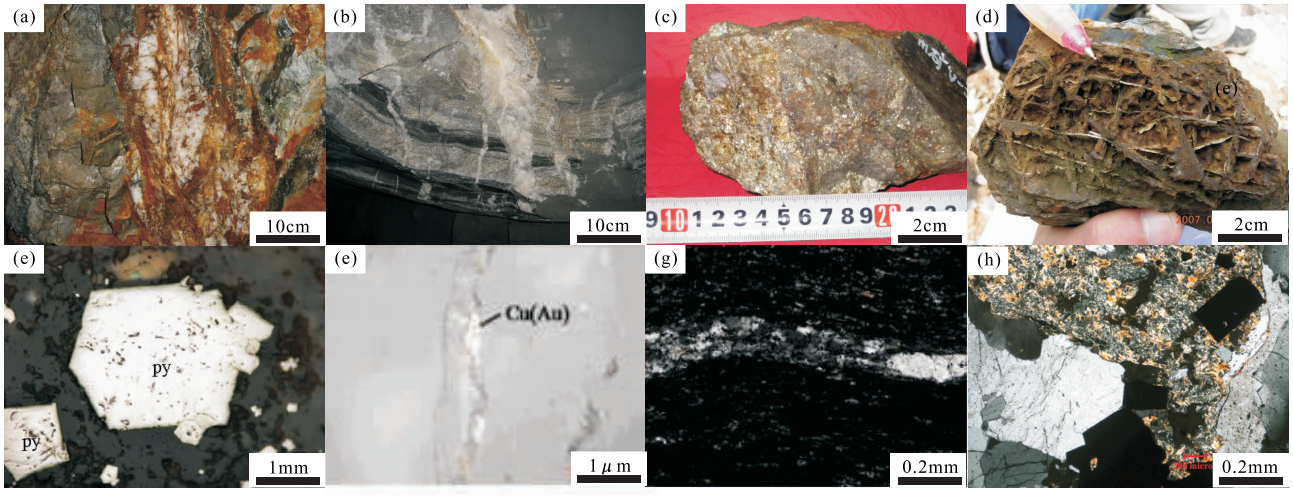

图 3　四川丹巴燕子沟金矿床各类照片

Fig. 3　Photos of Danba Yanzigou gold deposit, Sichuan

(a)—含金石英脉型金矿;(b)—碳质板岩型金矿;(c)—块状构造;(d)—窗格状构造;(e)—黄铁矿五角十二面体自形晶;(f)—自然铜(金)在石英裂隙中呈它形晶;(g)—围岩蚀变之硅化;(h)—围岩蚀变之黄铁绢云岩化

(a)—Quartz vein type gold ore; (b)—carbonaceous slate type gold ore; (c)—blocky structure; (d)—honeycomb structure; (e)—pentagonal dodecahedron pyrite idiomorph; (f)—Cu (Au) xenotopic in quartz veins; (g)—siliconization of wall rock; (h)—beresitization of wall rock

主要的金矿体。矿体内部有多个 NW—SE 向的石英脉型金矿体呈雁列状穿插其中,靠近脉体的似层状矿体变大、变宽,矿石矿物含量增多,品位增高,说明这两种金矿在成因上联系紧密。矿石构造为块状(图 3c)、网脉状、条带状等,氧化后矿石呈蜂窝孔状、土状、窗格状(图 3d)。矿石结构为自形—半自形结构、交代结构、生物结构和变形结构等。矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金等,以黄铁矿和黄铜矿为主。黄铁矿主要以四角三八面体和五角十二面体(图 3e)的形式存在,粒径稍小,0.1～2mm。元素相关性分析表明,矿石中黄铜矿含量越高,金矿化越好(图 3f)。围岩蚀变主要有硅化(图 3g)、黄铁绢英岩化(图 3h)、绿帘石化等,靠近金矿体和石英脉处蚀变程度较高。金矿的形成与变质、蚀变作用关系密切,有的黄铁绢英岩化围岩本身就达到金矿边界品位,被圈入矿体。根据矿床产出的野外地质特征,矿石的组构和矿物共生组合,矿脉与围岩、矿脉之间的穿插关系,将矿化作用划分为以下 3 个期次。

Ⅰ成矿前期(石英—黄铁矿阶段):热液在向地表运移的过程中,温度、压力随之降低,铁质先沉淀下来,出现呈粗粒自形立方体的黄铁矿,矿物主要以块状、角砾状分布,伴随强烈的黄铁绢英岩化,同时伴有少量自然金析出。

Ⅱ主成矿期(金—多金属硫化物—石英阶段):本阶段是矿化的主要阶段。矿体和围岩富含多种类型的金属硫化物及其他金属矿物,常见的有黄铜矿、黄铁矿、自然金、方铅矿、闪锌矿,出现大量石英。其中黄铁矿晶形以五角十二面体为主,八面晶形少见,多呈条带状和浸染状分布。本阶段硫化物中金的品位较高,主要以裂隙金和粒间金赋存于各种矿物中。

Ⅲ成矿期后(石英—方解石网脉阶段):本阶段石英和方解石网脉普遍发育,在早期形成的矿物裂隙中充填有不含矿或含少量矿的细脉,其中烟灰色针状细脉中含金量较高,可供开采。细长的方解石脉发育范围超出了矿体范围,局部方解石晶形大而完好,与石英紧密伴生。可见少量的硫化物。本阶段相对金—多金属硫化物—石英阶段含金性要差,并对早先形成的矿体发生穿插、错动和破碎。

3　样品采集与测试方法

本次研究所用的石英和黄铁矿样品采自燕子沟矿区磨子沟矿段 M1、M2、M3 及 M4 号矿脉的平硐内。石英样品严格按成矿期次分别采取成矿前期、主成矿期和成矿期后的新鲜样品,成矿期后还采取了新鲜的方解石样品;黄铁矿则采取的是主成矿期的新鲜样品(图 3)。

流体包裹体的岩相学和显微测温研究实验在宜

昌地质矿产研究所中南实验检测中心进行，所使用的仪器包括：德国 ZEISS 公司生产的 Axioskop40 型正交偏反光显微镜，放大倍数为 100～800 倍；英国 Linkam 公司生产的 THMSG600 地质型显微冷热台（2002 年），0～600℃的精度为±2℃，0～－196℃的精度为±0.5℃。

对气液包裹体进行液相和气相成分分析，可以了解成矿流体的化学组成及相关性质。作者取本矿床两件成矿前期石英样品、两件成矿期后石英样品和 4 件黄铁矿样品，在双目镜下挑选出粒度为 30～50 目、总质量为 10～20g 的石英单矿物，包裹体成分分析方法为热爆-超波提取法。测试仪器：液相成分 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 采用原子吸收光谱法（日立 180-80AAS），F^-、Cl^-、SO_4^{2-} 采用光度分析法（日立 220A 紫外/可见分光光度计），气相成分分析采用气相色谱仪（SP-3420 气相色谱仪）。仪器灵敏度：K^+，Na^+（0.01mg/l）；F^-，Cl^-，SO_4^{2-}（0.01 mg/l）；以水的重量换算公式 1ml＝1g，将所测得的离子量（$\times10^{-6}$）计算为 mg/l。

宜昌地质矿产研究所中南实验检测中心对石英单矿物样品进行氢、氧同位素组成分析。

4 流体包裹体特征

4.1 包裹体类型

丹巴燕子沟金矿流体包裹体主要见于石英脉，方解石网脉内数量较少。以原生为主，包裹体类型较简单。包裹体在石英脉中均匀分布或沿结晶学方位定向排列（图 4d）。根据包裹体的成分和在室温下的相态，可区分出包裹体类型如下。

C 型——含 CO_2 包裹体（图 4a）：这类包裹体室温下为两相（$L_{H_2O}+V_{CO_2}$）或三相（$L_{H_2O}+L_{CO_2}+V_{CO_2}$）组成。在热台上加热均一至液相，包裹体大小为 3～20μm，在 4～10μm 范围内集中。气液比变化范围较大，从 10%～75%不等，其中以 30%～40%居多，形态为椭圆形、次圆形、不规则多边形和长条形。这类包裹体在成矿前期和主成矿期石英脉中出现较多，约占包裹体总数的 50%～55%。

W 型——盐水溶液包裹体（图 4b）：室温下为单相液体（L_{H_2O}）或两相（$L_{H_2O}+V_{H_2O}$）包裹体，加温后均一呈液相。形态为次圆状、长条状、不规则状，大小 2～10μm。此类包裹体主要赋存于成矿期后石英脉和方解石脉中，约占包裹体总数的 35%～40%。

PC 型——纯 CO_2 包裹体（图 4c）：一般呈气液两相且气液比较大，加热均一后呈气相。个体较大，约为 10～20μm，形态为负晶形、椭圆状、次圆状。该类包裹体数量较少，约占包裹体总数的 5%～10%，主要在主成矿期金矿化较好的石英脉中出现。

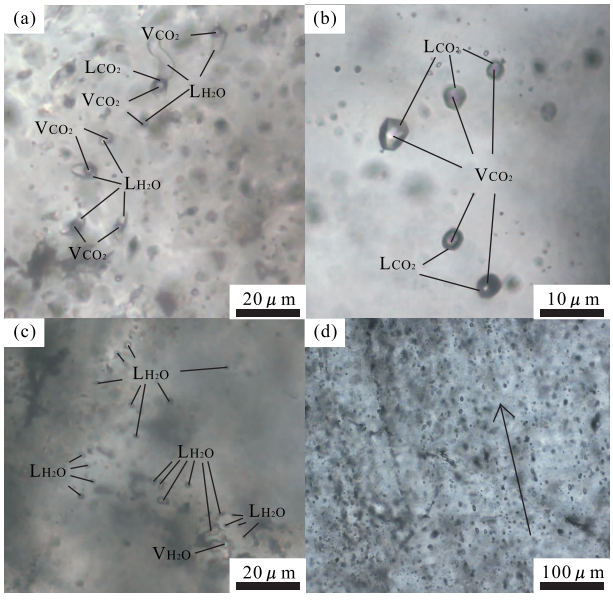

图 4 四川丹巴燕子沟金矿床不同类型包裹体的显微镜下照片

Fig. 4 Micro photos of different inclusions of Yanzigou gold deposit, in Danba, Sichuan

(a)—含 CO_2 两相/三相包裹体；(b)—气液两相盐水溶液包裹体；(c)—纯 CO_2 包裹体；(d)—石英包裹体的定向排列

(a)—CO_2 fluid inclusions；(b)—aqueous inclusions；(c)—pure CO_2 inclusions；(d)—orientation arrangement of quartz inclusions

4.2 包裹体温度、盐度与密度

丹巴燕子沟金矿区成矿期的石英及部分方解石中共 204 个流体包裹体的测试结果见表 1。C 型包裹体的均一温度众值处于 220～380℃之间；固相 CO_2 熔化温度介于－57.5～－53℃；CO_2 相部分均一温度为 18.3～29.6℃，平均 25.8℃；CO_2 笼形物熔化温度介于 0.0～6.3℃之间，平均 2.54℃。W 型包裹体的均一温度集中在 100～220℃；冰点温度为－20.0～－5.0℃，平均－13.76℃。PC 型包裹体 CO_2 相部分均一温度为 16.2～27.4℃，平均23.5℃；固相 CO_2 熔化温度介于－59.5～－57℃。

根据 CO_2 笼形物熔化温度，利用 Bozzo 等（1973）的盐度计算公式：$W=15.52002-1.2342Tm_{(cla)}-0.05286Tm_{(cla)}^2$，计算出 27 个 C 型包裹体的盐度为 6.97%～15.42% NaCl eqv；根据冷冻法测定的冰点温度范围，利用 Hall 等（1988）的盐度计算公式：$W=0.00+1.78\ Tm_{(ice)}+0.0442Tm_{(ice)}^2+$

$0.000557Tm_{(ice)}{}^3$,计算出 31 个 W 型包裹体的盐度为 2.82%～15.00% NaCl eqv(见表 1)。结果表明丹巴燕子沟金矿的成矿流体盐度较低。

根据均一温度和盐度,应用刘斌等(1987)的经验公式 $\rho = a + bTh + cTh^2$(a、b、c 均为无量纲参数),求得 C 型和 W 型包裹体的密度;再根据纯 CO_2 包裹体的均一温度和均一方式,利用 Shepherd 等(1985)的纯 CO_2 包裹体和相密度关系图解,投影获得 PC 型包裹体的流体密度(见表 1)。丹巴燕子沟金矿的 C 型和 W 型共 58 个包裹体密度介于 0.85～1.05g/cm^3 之间,主要密集分布于 0.95～1.00 g/cm^3,平均密度 0.96 g/cm^3,密度差别不大。它们与 PC 型包裹体密度有较大差别。PC 型包裹体流体密度为 0.20～0.38 g/cm^3,平均 0.29 g/cm^3。

总的来说,丹巴燕子沟金矿的流体包裹体主要分为含 CO_2 包裹体(成矿前期和主成矿期乳白色石英脉)和盐水溶液包裹体(成矿期后透明石英脉和方解石脉)两种。其中前者具有造山型金矿变质热液特点,均一温度中等(220～350℃)、低盐度、低密度,高 CO_2;后者盐度低、密度低、均一温度低(100～220℃),几乎不含 CO_2。

4.3　包裹体形成压力及成矿深度

根据流体包裹体的均一温度和流体盐度,利用 Brown 等(1989)的 H_2O-CO_2-NaCl 体系 *P-T* 相图,投影获得 C 型包裹体的流体压力处于 150～200MPa 之间,平均 172MPa;再利用绍洁连(1990)计算流体压力的经验公式 $P = P_0 Th/T_0$(其中 $P_0 = 219 + 26.20w$,$T_0 = 374 + 9.20w$)计算出 W 型包裹体的压力值位于 40.4～88.9MPa 之间,平均 69MPa(表 1)。

流体的成矿深度可以根据流体包裹体捕获压力估算。对于受断裂控制的脉状热液矿床而言,其成矿流体系统可为静岩压力,也可为静水压力,抑或二者交替的临界状态(即断层阀模式,Sibson et al.,1988;祁进平等,2007)。在这种状态下,流体可以以脉动的形式间歇性喷出,导致流体压力不断变化于静岩和静水之间。当断层阀开启时,流体系统处于静水系统下,压力相对较低;当断层阀关闭时,流体系统处于静岩系统下,压力相对较高。本次计算得出的具有截然不同压力的 C 类包裹体和 W 类包裹体,显然是成矿流体系统压力处于临界状态的标志,因此我们可将高压包裹体解释为静岩压力系统流体,低压包裹体解释为静水压力系统流体。利用压力与深度关系的通式 $P = H\rho g$,取大陆平均岩石密度 2.7g/cm^3,g 为重力加速度 0.0981,计算得出 C 型包裹体的流体深度处于 5.8～7.8km 之间,平均 6.7km;W 型包裹体的流体深度处于 4.3～9.4km 之间,平均 7.2km(见表 1)。

4.4　包裹体成分特征

4.4.1　成矿前期石英和成矿期后石英

成矿前期石英与成矿期后石英的包裹体成分有显著差异(表 2)。液相成分阳离子以 K^+、Ca^{2+}、Na^+ 为主,阴离子以 Cl^- 为主,含 F^- 较低。气液包裹体成分反映成矿流体的组合类型为 $K^+ - Na^+ - Cl^-$ 型,多称为氯化钾-氯化钠型,可将矿区成矿流体大致视为 CO_2-H_2O-NaCl 体系。顺层的成矿前期石英包裹体,除 SO_4^{2-}、HCO_3^- 之外,阴、阳离子含量高于期后石英;切层的成矿前期石英包裹体,除 Ca^{2+} 外,阴、阳离子含量低于期后石英。样品气相成分主要包含 H_2O、CO_2 以及少量 H_2,部分有 CH_4,表现为 $H_2O > CO_2 > H_2 > CH_4 > CO$。成矿前期石英脉气相包裹体成分含量低于期后石英,切层石英脉气相包裹体成分含量高于顺层石英脉。

4.4.2　石英和黄铁矿

黄铁矿是十分重要的载金矿物(栾世伟,1987)。它虽然与石英共生,但两者所含包裹体成分有显著差别。从表 2 可以看出,黄铁矿包裹体的阴、阳离子总量显著高于石英包裹体;其次,黄铁矿包裹体 F^-

表 1　四川丹巴燕子沟金矿流体包裹体特征及其参数

Table 1　Physical properties of inclusions in Yanzigou gold deposit, Danba, Sichuan

包裹体类型	成矿阶段	主矿物	大小(μm)	测次	充填度(%)	$Tm_{(CO_2)}$(℃)	$Tm_{(ice)}$(℃)	$Tm_{(cla)}$(℃)
C	Ⅰ、Ⅱ	石英	3～20	114	10～75	−4.5		0.0～6.3
W	Ⅲ	石英、方解石	2～10	58	10～65		−15	
PC	Ⅱ	石英	10～20	32	90～95	−2.5		
包裹体类型	成矿阶段	主矿物	$Th(CO_2)$(℃)	Th(℃)	盐度 NaCl(%)	密度(g/cm^3)	压力(MPa)	深度(km)
C	Ⅰ、Ⅱ	石英	18.3～29.6	220～380	6.97～15.42	0.97	150～200	5.8～7.8(/6.7)
W	Ⅲ	石英方解石		100～220	2.82～15.00	0.95	40～88	4.3～9.4(/7.2)
PC	Ⅱ	石英	16.2～27.4			0.20～0.38		

注:由宜昌地质矿产研究所测试,测试者为周云。

和 Cl^- 含量甚微，远低于石英包裹体；再次，SO_4^{2-} 含量远高于石英包裹体，即使考虑热爆过程中黄铁矿分解使测得的 SO_4^{2-} 含量偏高这个客观因素，由于黄铁矿包裹体其他阴离子含量均低于石英包裹体，而黄铁矿包裹体中 K^+、Ca^{2+}、Na^+ 含量和阳离子总量均远高于石英包裹体，根据阴阳离子的电荷平衡原理，得出黄铁矿包裹体 SO_4^{2-} 含量确实远高于石英包裹体的结论。在气相成分方面，对比石英包裹体，黄铁矿中包裹体的 H_2O、CO_2 成分均有明显降低，反映出了挥发分的逸散；而 CO_2/H_2O 比值有略微上升的趋势。总体上讲，黄铁矿流体成分组合类型为 K^+-Ca^+-SO_4^{2-} 型，多称为硫酸钾-硫酸钙型。

4.5 成矿溶液的 pH、Eh、f_{O_2}、f_S

4.5.1 成矿流体的 pH 值

成矿溶液的 pH 值不易直接测定，多采用计算的方法获得，由于丹巴燕子沟金矿床的成矿流体属于 CO_2-H_2O-NaCl 体系，Crerar(1976)研究 CO_2-H_2O-NaCl 体系时，提出该体系 pH 方程：$\alpha_{H^+}=[\sqrt{(X_{CO_2}\times 0.001)}]\times 10^{ki}$，式中 ki 为指定温度下的一级电离平衡常数。根据金景福等(1990)提供的溶液在不同温度下的离解常数表得到 ki，计算出 α_H^+(H^+ 的活度)后，根据公式 $pH=-lg\alpha_H^+$ 得到 pH 值。

将相关参数代入上式得出 pH(表 3)，看出研究区成矿溶液为弱酸性(当温度为 250≤350℃时，溶液的中性 pH 值为 5.65～5.80)，且从非矿化阶段到矿化阶段 pH 值逐步增高。

4.5.2 成矿流体的 Eh 值

Eh 值能定量表示溶液的氧化-还原程度，它与溶液的 pH 值及体系中各种反应有关。根据包裹体组分特点，流体中存在以下氧化-还原反应：$CO_{2(aq)}+8\ H^+_{(aq)}+8e \rightleftharpoons CH_{4(aq)}+2H_2O$。按该反应式和能斯特公式，可以计算出含矿流体的 Eh：$Eh=E_t^0+2.48\times10^{-5t}\times[lg(X_{CO_2}/X_{CH_4})-8pH]$。式中，$E_t^0$ 表示温度为 T 时的标准氧化-还原电位，具体数据见金景福等(1990)的文献。T 表示绝对温度，即 $TK=t+273.15$。

在已从矿物包裹体成分分析结果中得到含矿流体的 CO_2 和 CH_4 摩尔浓度(部分样品 CH_4 含量低于 0.01 未能测得，以 0.01×10^{-6} 换算为摩尔浓度后代入)，代入上式即可算出 Eh 的值(表 3)。计算结果表明，成矿溶液体系 Eh 从非矿化阶段到矿化阶段呈逐渐降低的趋势。

4.5.3 成矿流体的 f_{O_2}、f_S

由于包裹体中很难直接测出游离氧、硫的含量，故多采用化学平衡的方法。

(1)氧逸度 f_{O_2}：氧逸度主要根据包裹体气相成

表 2 四川丹巴燕子沟金矿床流体包裹体成分分析结果

Table 2 Complexity analysis results of inclusions in Yanzigou gold deposit, Danba, Sichuan

样号	期次	矿物名称	液相成分(g/L)								
			K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	F^-	Cl^-	SO_4^-	HCO_3^-
B10	Ⅲ	石英(顺层)	10.834	1.961	0.164	≤0.001	0.02	≤0.001	16.311	1.67	5.32
B13	Ⅲ	石英(切层)	33.861	1.965	0.686	0.104	≤0.01	1.074	59.166	1.60	1.15
B14	Ⅰ	石英(顺层)	73.797	6.926	2.223	0.046	≤0.01	0.824	136.767	0.109	0.43
B15	Ⅰ	石英(切层)	52.86	9.916	2.537	0.085	≤0.01	0.755	99.244	0.445	0.36
B14	Ⅱ	黄铁矿(顺层)	1.435	0.771	3.538	0.139	≤0.01	≤0.001	1.604	394.364	0.76
B15	Ⅱ	黄铁矿(切层)	1.619	0.794	2.201	0.121	≤0.01	≤0.001	2.004	353.209	1.06
B41	Ⅱ	黄铁矿(顺层)	1.786	0.921	1.544	0.195	≤0.01	≤0.001	1.989	480.212	0.49
B46	Ⅱ	黄铁矿(切层)	1.037	0.274	0.808	0.005	≤0.01	≤0.001	1.589	311.232	0.33

气相成分($\times10^{-6}$)					特征摩尔比值					
H_2O	CO_2	CO	CH_4	H_2	Na^+/K^+	$(K^++Na^+)/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$	Ca^{2+}/Mg^{2+}	Cl^-/F^-	$Cl^-/(F^-+SO_4^{2-})$	CO_2/H_2O
223	14.88	≤0.01	≤0.01	0.02	0.18	78.01	164	16311	9.77	0.07
105.8	15.	≤0.01	≤0.01	0.02	0.06	45.35	7.00	55.09	22.13	0.14
394.3	3835.81	≤0.01	≤0.01	0.01	0.09	35.58	48.32	165.98	146.59	9.73
281.6	30.33	≤0.01	≤0.01	0.02	0.19	23.94	29.85	131.45	82.70	0.11
24.59	6.41	≤0.01	≤0.01	0.08	0.54	0.60	25.45	1604	0.004	0.26
24.59	2.92	≤0.01	0.06	0.02	0.49	1.04	18.19	2004	0.006	0.12
24.59	4.92	≤0.01	0.06	0.01	0.52	1.56	7.92	1989	0.004	0.20
29.1	3.42	≤0.01	≤0.01	0.01	0.26	1.61	161.60	1589	0.005	0.12

注：气相成分单位为$\times10^{-6}$，液相成分单位为 g/l；由宜昌地质矿产研究所测试，测试者为张春红。

分来确定。根据显微镜下观测和成分分析结果,研究区成矿流体属于 CO_2-H_2O-NaCl 体系,且流体压力≤10^8 Pa,根据刘斌等(1999)的研究,采用如下计算公式:$\lg f_{O_2}=A_1\times\lg P+A_2+(A_3+A_4/T)\times\lg T+A_5\times T+A_6\times T^2+A_7/T+A_8/T^2+(A_9/T+A_{10}/T^{2.6}+A_{11}/T^{5.2})\times P+f(x)$。式中 T 的单位为 K;P 的单位为 Pa;在 CO_2-H_2O-NaCl 体系中,有 O_2 参加的氧化还原反应为 $C+O_2=CO_2$ 和 $H_2+1/2\ O_2=H_2O$。根据刘斌等(1990)提供的参数,查值代入上述公式,得出流体氧逸度值如表 3。

(2)硫逸度 f_S:在一般的含矿热液中,硫含量都比较高,在成矿作用过程中常常形成各种各样的硫化物,并且与氧化物共生。f_S 值可借助矿物的共生组合关系来确定,黄铁矿是研究区最常见且稳定的矿物,它们之间存在以下反应:$FeS_2=2FeS+S_2/2$。其中平衡常数 $K=(\lg fs)/2$,即:$\lg f_s=2\cdot\lg K$。

Ripley 等(1977)和 Patterson(1981)提出磁黄铁矿和黄铁矿平衡反应的平衡常数与其形成温度具有线性关系,并给出了一个直接可以计算 K 值的经验推导公式:$\lg K(T^0K)=7.1628-0.7617\times(10^4/T)+0.00103\times(10^6/T)$。式中 T 为绝对温度。将包体特征参数代入该式,求出平衡常数,再将其代入化学反应式,计算流体的硫逸度(表 3)。结果显示,丹巴燕子沟金矿成矿流体的逸度 f_{O_2}、f_S 从成矿作用阶段到非成矿作用阶段都具有降低的趋势。

4.6　氢、氧同位素组成

氢同位素分析针对石英中的流体包裹体,首先在 150℃真空条件下去气 4h 以上,除去矿物中的吸附水;在 200～350℃下采用加热爆破法提取包裹体中的 H_2O,并在 400 ℃条件下与 Zn 反应 30min 制取 H_2;最后在 MAT-251EM 质谱仪上测定同位素比值。δD 以 SMOW 为标准计算,精度±2 ‰。氧同位素分析针对石英矿物,用 BrF_5 和石英样品在 500 ℃真空中反应提取矿物氧,并与灼热石墨棒燃烧转化成 CO_2 气体,MAT-253 质谱仪上分析氧同位素组成;$\delta^{18}O$ 以 SMOW 为标准计算,精度为±012‰;与石英平衡的流体中水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值依据 $1000\ \ln\alpha_{石英-水}=3138\times10^6/T^2-3.4$(郑永飞等,2000)计算($T=270$ ℃,取所测包裹体均一温度的平均值)。结果见表 3,其中 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值变化范围为 3.95‰～9.95‰,δD_{H_2O} 值变化范围为 −40.32‰～−48.44‰。

5　讨论

5.1　金矿床类型

在金矿分类上,国内学者众说纷纭,各执己见。然而各种金矿分类方案均有弊端,很难避免。不同分类方案之间存在很大程度的相互包容、同体异名、异质同名和亦此亦彼等现象,充分显示了从不同侧面观察同一矿床所得认识不同的特点(涂光炽,1986,2003,2006)。因此,简单易行应是分类宗旨之一(陈衍景等,2007)。考虑到有关分类概念在当前文献中使用的广泛程度以及不同类型金矿床流体包裹体的特征相似性和差异,为方便讨论,本文采取陈衍景等(2007)的分类,将斑岩型、爆破角砾岩型、矽卡岩型和铁氧化物型并称为“浆控高温热液型(instrusion-related hypothermal type)”成矿系统。也就是说,金矿类型按其成因和控制因素分类为:①造山型或变质热液型,②浆控高温热液型,③浅成低温热液型,④微细粒浸染型(卡林型),⑤热水沉积型(VHMS 型和 SEDEX 型)。

造山型金矿系统(orogenic-type gold system)的实质就是由变质热液形成的受构造控制的脉状后生金矿床,在时间和空间上与造山作用有关。造山型金矿的流体包裹体主要由 3 种成分类型,即富

表 3　四川丹巴燕子沟金矿不同样品流体物理化学参数

Table 3　Fluid physical and chemical characteristics of different samples in Yanzigou gold deposit, Danba, Sichuan

样号	期次	矿物名称	Th(℃)	pH	Eh	$\lg f_{O_2}$	$\lg f_S$	$\delta^{18}O_{H_2O}$(‰)	δD_{H_2O}(‰)
B10	Ⅲ	石英(顺层)	156	4.27	−0.02	−42.35	−16.37	5.07	−46.78
B13	Ⅲ	石英(切层)	280	4.94	−0.19	−32.30	−9.49	3.95	−48.44
B14	Ⅰ	石英(顺层)	312	5.12	−0.24	−30.67	−8.19	9.28	−40.32
B15	Ⅰ	石英(切层)	370	4.97	−0.29	−27.43	−6.16	9.95	−43.02
B14	Ⅱ	黄铁矿(顺层)	312	5.31	−0.26	−30.99	−8.19		
B15	Ⅱ	黄铁矿(切层)	370	5.48	−0.34	−27.47	−6.16		
B41	Ⅱ	黄铁矿(切层)	350	5.37	−0.30	−28.73	−6.82	6.97	−42.86
B46	Ⅱ	黄铁矿(切层)	370	5.45	−0.33	−27.47	−6.16	6.12	−43.55

注:同位素值由宜昌地质矿产研究所测试,测试者为张春红。

CO_2包裹体、含 CO_2水溶液包裹体和水溶液包裹体。成矿流体一般认为是低盐度的碳质流体(carbonic fluid),CO_2含量高,可见 H_2O-CO_2不混溶,盐度通常低于 10% NaCl(Groves et al., 1998; Ridly et al., 2000; Kerrich et al., 2000; Hagemann et al., 2000; Goldfarb et al., 2001; Pitcairn et al., 2006; Chen Yanjing et al., 2008)。在韧-脆性剪切带内,流体压力变化于超静岩(supralithostatic)与低于静岩(sublithostatic)或净水系统之间,并可能由断层阀模式控制;随着成矿作用的进行,流体包裹体的捕获温度和压力降低,从超静岩压力系统变化到净水压力系统,成矿流体温度一般低于 500℃(陈华勇,2007)。流体成分由富含 CO_2演变为水溶液,CO_2/H_2O 比值逐渐降低,表明发生了以 CO_2逸失为特征的不混容或沸腾现象,并可使参与流体由低盐度升高至中盐度;通过浅源低温热液注入与混合,成矿流体从变质热液演化为大气降水热液(陈衍景,2006)。

鉴定造山型金矿床或变质热液金矿床的最重要标志是其低盐度、富 CO_2的流体包裹体(陈衍景等,2007),已知微细粒浸染型、浅成低温热液型、热水沉积型等改造热液金矿床不发育富 CO_2流体包裹体,虽然浆控高温热液型金矿床发育富 CO_2流体包裹体,但其盐度较高,甚至出现多类子晶矿物(涂光炽,2003)。

综合上述,将丹巴燕子沟金矿流体特征与造山型金矿床的流体特征进行对比后认为,该金矿属于造山型金矿床。

5.2 流体来源

流体来源是研究热液矿床的重要方面。其中,变质热液是流体来源的其中一种类型。在变质过程中,原岩粒隙间所含的水分或变质过程中矿物之间发生脱水反应时所析出的水分,为成矿提供了必要的变质流体。Roedder(1971)研究认为,流体包裹体液相成分摩尔比值 $Na^+/K^+<2$ 且 $Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})>4$ 是典型的岩浆或变质热液,$Na^+/K^+>2$ 且 $Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})<1.5$ 属热卤水。经计算本矿床的成矿流体 $Na^+/K^+=0.31\sim0.91$,$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$远大于 4 或处于 1.5 到 4 之间。一般认为氟是深源物质的指示剂。从表 2 可以看出,丹巴燕子沟金矿的包裹体流体中 F^- 含量甚微。Cl^-/F^- 比值很大,即成矿热液中氯为主要阴离子,表明成矿流体大多来自于地壳沉积盖层中。利用本次所采 8 件包裹体成分样品,前期包裹体、黄铁矿包裹体、后期包裹体的流体成分分别代表成矿前期、主成矿期和成矿后期,投影在张国林等(1999)提供的包裹体成分关系图(图 5)上可以看出,主成矿期和成矿前期所有石英包裹体均具有变质热液包裹体的性质,而成矿期后流体则更多地体现出了大气降水的特征。据邵洁连等(1990)研究,对于不同成因类型金矿床,黄铁矿的 As、Co、Ni 含量及其所占比例各不相同,在 As-Co-Ni 三角图(图 6)中有不同的分布区域。丹巴燕子沟金矿主成矿期的黄铁矿(表 2)样品投影表明其属于变质热液成因。

氢氧同位素研究是同位素地球化学研究的重要组成部分。成矿主阶段流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值高于岩浆水,如此高的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值表明成矿流体不可能源于花岗岩浆,应源于富^{18}O 的岩石建造的变质脱水作用。各阶段流体的 δD_{H_2O}值与花岗岩的范围差距较大,也说明流体源于花岗岩浆的可能性甚微。氢氧同位素相关图上(图 7)可以看出,从矿化前、矿化期、矿

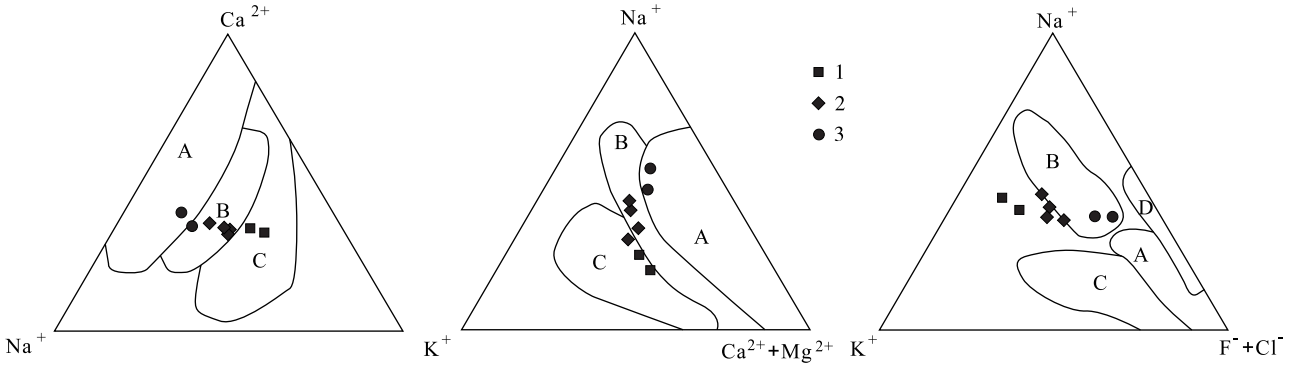

图 5 四川丹巴燕子沟金矿床包裹体成分关系图(据张国林等, 1999)

Fig. 5 Relational graph of inclusion component in the Yanzigou gold deposit in Danba, Sichuan(after Zhang Guolin et al., 1999)

A—大气降水; B—变质热液; C—岩浆热液; 1—成矿前期; 2—主成矿期; 3—成矿后期

A—Atmosphere water; B—metamorphic hydrothermal; C—magmatic hydrothermal; 1—pre-metallogenic stage; 2—main metallogenic stage; 3—post metallogenic stage

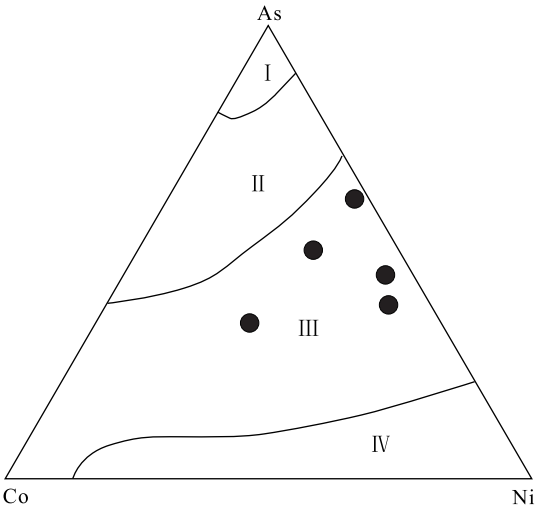

图 6　四川丹巴燕子沟金矿床黄铁矿 As-Co-Ni 图解(据邵洁连,1990)

Fig. 6　As-Co-Ni genesis diagram for pyrite in the Yanzigou gold deposit(after Shao Jielian, 1990)

Ⅰ—地下水热液成因;Ⅱ—岩浆热液成因;Ⅲ—变质热液成因;Ⅳ—火山热液成因

Ⅰ—Groundwater; Ⅱ—magmatic hydrothermal; Ⅲ—metamorphic hydrothermal; Ⅳ—volcanic hydrothermal

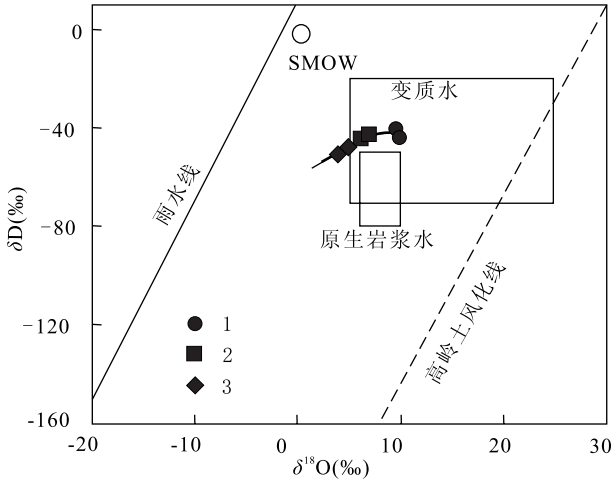

图 7　四川丹巴燕子沟金矿床各时期石英氢氧同位素特征图(据 Taylor, 1974)

Fig. 7　Hydrogen and oxygen isotopes diagram of different mineralization periods in the Yanzigou gold deposit, Danba, Sichuan(after Taylor, 1974)

1—成矿前期;2—主成矿期;3—成矿后期

1—Pre-metallogenic stage; 2—main metallogenic stage; 3—post metallogenic stage

化后有一条从变质水区向雨水线逐渐靠近的同位素值变化轨迹。而成矿期后石英氢氧同位素投影更靠近雨水线,与流体包裹体成分关系图表现的特征一致,反映成矿期后流体源于大气降水。主成矿期流体位于前后期之间,应为变质流体与大气降水的混合物。这就说明成矿期流体发生了混合作用,矿床成矿流体最初来源为变质热液,在热液循环过程中与后期渗透的大气降水混合,正因为流体混合作用使流体物理化学性质变化,致使大量硫化物沉淀。

综上所述,丹巴燕子沟金矿成矿流体的演化过程是:成矿前期为变质流体,主成矿期为变质流体与大气降水的混合流体,成矿期后大气降水逐渐成为主要流体来源。

5.3　金的沉淀

金属元素主要以何种络合物的形式沉淀与成矿流体的物理化学环境密切相关(Hemley et al., 1992; 张德会,1997; Gleb et al., 2009)。实验证明,Au-S 及 Au-Cl 络合物是金在流体中的主要形式,Au-Cl 络合物可稳定于中高温热液,Au-S 络合物包括$[Au(HS)_2]^-$、$[AuHS(H_2S)_3]$、$[AuHS]^0$、$[Au(S_2O_3)_2]^{3-}$,多稳定于中低温热液(Mooer et al., 2001)。结果显示,丹巴燕子沟金矿床成矿前期石英中 Cl^- 含量远高于 SO_4^{2-} 含量,主成矿期石英中 Cl^- 含量有所降低、SO_4^{2-} 含量有所增高,黄铁矿包裹体中 SO_4^{2-} 含量达到峰值、几乎不含 Cl^-,且切层石英包裹体中 Cl^- 含量高、SO_4^{2-} 含量低,顺层石英包裹体中 Cl^- 含量低、SO_4^{2-} 含量高。这说明在成矿前期石英和切层石英沉淀时,金主要以 Au-Cl 络合物形式存在于流体中,Au-S 络合物较少;而主成矿期石英、黄铁矿以及顺层石英沉淀时,金主要以 Au-S 络合物存在于流体而 Au-Cl 络合物较少。这一特点,与矿床地质和包裹体热力学研究已证明的无成矿前期石英发育在早阶段中高温条件,主成矿期石英和黄铁矿沉淀于中阶段中温环境吻合。

5.3.1　沸腾作用

研究区流体具有沸腾作用的特征。首先,从包裹体特征上看,该区包裹体数量多,个体小,定向排列,多相共存,具沸腾包裹体群特征;第二,包裹体在一定的温度区间内,出现了异相均一的现象,指示流体沸腾;第三,从非成矿期到成矿期,H_2O 逐渐减少,而 CO_2 则逐渐增加,反映了成矿早期热液具有相对贫 CO_2、富集 H_2O 的特点。从两者含量的增减幅度看,CO_2 的增幅小于 H_2O 的减幅,说明成矿过程有 H_2O 快速逸失,环境较为开放,温度有所降低。这都是流体沸腾的有力证据。

关于成矿系统是否封闭,可用 CO_2-CH_4-H_2 图解(图 8)判断。Mooer 等(2001)用 CO_2-CH_4-H_2 等

微量气体之间的关系来示踪成矿系统的沸腾作用及系统的开放性，基本原理是：因液相中溶解度的差异，持续的沸腾导致溶解度小的气相（如 CH_4 和 H_2）会向气相中富集，而溶解度大的 CO_2 会倾向于富集在残留相中，因此残留相中的 CO_2 含量相对 CH_4 和 H_2 会不断上升，同时，CH_4 和 H_2 之间的比值变化不大。在开放体系中的 CO_2 含量变化很大，而在封闭体系则变化较小。$X_{(H_2)}/X_{(CH_4)}$ 比值越高，表示沸腾作用越强。开放的系统更利于金的富集，形成品位较高的矿石。

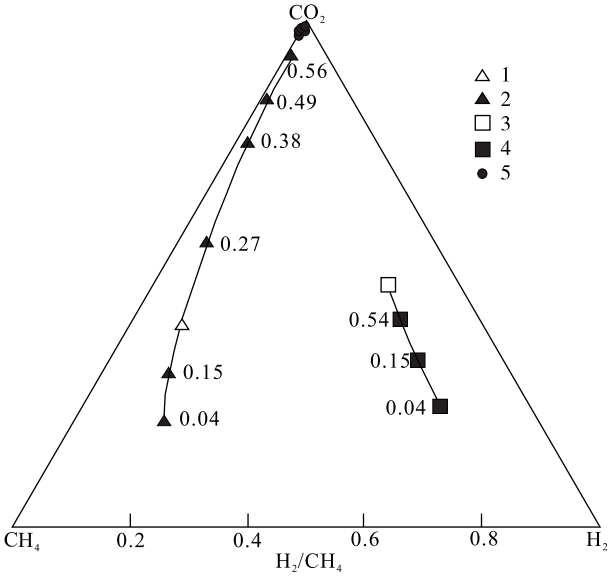

图 8 四川丹巴燕子沟金矿床 $X_{(CO_2)}$-$X_{(CH_4)}$-$X_{(H_2)}$ 体系图

Fig. 8 $X_{(CO_2)}$-$X_{(CH_4)}$-$X_{(H_2)}$ diagram of Yanzigou gold deposit in Danba, Sichuan

1—开放体系起始组分；2—开放体系气相组分；3—封闭体系起始组分；4—封闭体系气相组分；5—丹巴燕子沟金矿；0.38 为蒸汽分馏系数

1—Starting component in open system; 2—gas phase component in open system; 3—starting component in close system; 4—gas phase component in close system; 5—Danba gold deposit; steam fractionation factor is 0.38

图 8 显示丹巴燕子沟金矿床数据靠近 CO_2-CH_4 线上，说明有沸腾作用发生，且 $X_{(H_2)}/X_{(CH_4)}$ 比值较高，总体上 $X_{(H_2)}/X_{(CH_4)}$ 变化不大，说明系统总体较为开放，这种沸腾作用较强，因此导致丹巴燕子沟金矿矿石品位较高。

5.3.2 混合作用

丹巴燕子沟金矿床流体包裹体的成分中挥发分以 CO_2 等含量较高为特征。在成矿前期，在酸性热流体及弱还原性环境中，金主要以 $[Au(Cl)_4]^-$ 配离子形式迁移，由于热液温度、压力较高，各项物理化学条件值都不利于金的沉淀；在主成矿期，在弱酸性热流体及相对还原的环境中，金主要以 $[Au(HS)_2]^-$ 配离子形式运移，流体经过断裂通道时，温度、压力和流体的酸度降低，氧化还原电位与氧逸度降低，会导致金的大量沉淀，并形成金与硫化物的共生；到了成矿期后，流体酸度继续减小，在酸性和还原性环境中，金仍然主要以 $[Au(HS)_2]^-$ 配离子形式运移，当温度和压力降低以及流体酸度进一步减少，Eh 值降低。Eh 值的变化与变价元素金属硫化物的沉淀及体系中还原性气体浓度的升高有关，也反映体系氧化-还原状态的变化是促进 Au 沉淀的因素之一。溶液的 f_{O_2} 随成矿作用的进行而下降，这与还原性气体的氧化作用消耗了体系中的游离氧直接有关，也说明体系的封闭程度较低，而 f_{O_2} 的下降有利于金的沉淀。不同成矿阶段的 f_S 变化反映了温度降低及硫化物沉淀引起溶液中 f_S 降低是金发生沉淀的有利条件。引起成矿流体中金沉淀的主要物理化学条件为 pH 值的升高和 P、T、Eh、$m\sum Au$、f_{O_2}、f_S 的降低（Seward, 1973；周涛发等，2000；李保华等，1999；潘海洋等，1998）。

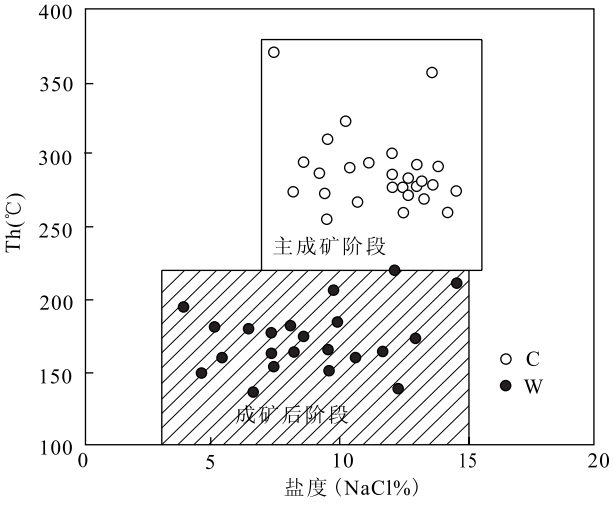

图 9 四川丹巴燕子沟金矿流体包裹体温度—盐度关系图

Fig. 9 Temperature—salinity diagram of inclusions in Yanzigou gold deposit, Danba, Sichuan

C—C 型包裹体；W—W 型包裹体

C—C type inclusion; W—W type inclusion

在包裹体均一温度与盐度关系图上（图 9）可以看出，C 型和 W 型包裹体的投点均有一个明显密集区，不同包裹体的密集区对应的均一温度和盐度分别与主成矿阶段和成矿后阶段的均一温度峰值、盐度峰值一致，因此它们分别可以代表两阶段成矿流

体的一般特征。对比显示,从早期到晚期成矿流体的温度和盐度有一个突然下降的趋势,这是流体发生混合作用的强有力证据。

值得一提的是,矿区构造、裂隙极为发育,赋矿构造在经历压扭向张扭转变的过程中,压力发生较大的变化,使得矿质很容易因为沸腾作用而沉淀下来。另外,张性裂隙的发育使得后期大气降水的渗入在整个矿区都有发生,随之发生的流体混合作用,都是造成金的沉淀,以及部分矿段特别富金的原因。

6　结论

(1)丹巴燕子沟金矿的流体包裹体主要分为含 CO_2 包裹体(乳白色石英脉)和盐水溶液包裹体(透明石英脉和方解石脉)两种,前者具有典型造山型金矿变质热液特点,为主要的含矿热液,由区域变质作用脱水而成;后者具有大气降水的特点。

(2)金在成矿早期的主要迁移形式为 $[Au(Cl)_4]^-$ 氯络合物,在构造由压扭向张扭转变的过程中,流体由于温压条件的改变发生沸腾作用,由于大气降水沿张性裂隙的渗入发生流体混合作用,使得整个体系氧化还原状态发生改变,硫金络合物含量逐渐升高,f_{O_2}、f_S 不断下降,矿质逐渐沉淀,富集于有利构造部位,形成矿体。

(3)造山型金矿床具有低盐度、富 CO_2 的变质流体,这是鉴别该类型金矿床的重要标志。丹巴燕子沟金矿流体特征完全符合该类型金矿床特征,结合矿床地质,将其归类为造山型金矿床。

致谢:本论文在完成过程中得到了香港大学周美夫教授、中国地质科学院王登红研究员、中国地质大学(北京)王庆飞教授的悉心指导和帮助,审稿过程中得到审稿老师中肯的极具建设性的意见,在此一并表示衷心感谢!感谢成都理工大学周云在样品测试过程中的热心帮助和支持!

注　释

❶ 四川省地质矿产局区域地质调查队. 1984. 1∶20 万丹巴幅区域地质调查报告(地质部分).

参　考　文　献

陈华勇,陈衍景,倪培,张莉,张增杰. 2007. 新疆萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体成分、矿床成因和成矿预测. 岩石学报,23(9):2189～2197.

陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 33(6):1181～1196.

陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. 岩石学报,23(9):2085～2108.

郭涛,邓军,吕古贤,孙之夫. 2008. 焦家金矿床成矿流体运移的通道、方式及驱动机制. 地球学报,29(1):81～88.

侯林,汪雄武,彭惠娟. 2009a. 丹巴燕子沟金矿构造地质特征与找矿前景. 金属矿山, 9:123～127.

侯林,汪雄武,彭惠娟. 2009b. 丹巴燕子沟造山带与花岗岩相关中温金矿床流体化学研究. 矿物学报,2009(增刊),173.

侯增谦,潘桂棠,王安建,莫宣学,田世洪,孙晓明,丁林,王二七,高永丰,谢玉玲,曾普胜,秦克章,许继峰,曲晓明,杨志明,杨竹森,孟祥金,李振清. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用:构造、时空分布和主要类型. 中国地质, 33(2):340～351.

侯增谦,潘桂棠,王安建,莫宣学,田世洪,孙晓明,丁林,王二七,高永丰,谢玉玲,曾普胜,秦克章,许继峰,曲晓明,杨志明,杨竹森,孟祥金,李振清. 2006b. 青藏高原碰撞造山带:Ⅱ晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质, 25(5):522～543.

金景福,胡瑞忠. 1990. XW 铀矿床物理化学条件. 成都地质学院学报, 17(3):1～7.

李保华,曹志敏,金景福,温春齐. 1999. 大水沟碲矿床成矿物理化学条件研究. 地质科学, 34(4):463～472.

李建康,王登红,付小方. 2006. 四川丹巴伟晶岩型白云母矿床的成矿时代及构造意义. 矿床地质, 25(1):95～100.

刘斌,段光贤. 1987. NaCl-H_2O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用. 矿物学报, 7(4):345～352.

刘斌,沈昆. 1999. 流体包裹体热力学. 北京:地质出版社.

卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京:科学出版社,1～433.

卢焕章. 2008. CO_2 流体与金矿化:流体包裹体的证据. 地球化学, 37(4): 321～328.

栾世伟. 1987. 金矿床地质及找矿方法. 成都:四川科学技术出版社, 1～236.

潘海祥,陆元法,贝丰,盛国英,傅家谟. 1998. 热泉热液金矿化中嗜热微生物-有机质的地球化学作用. 矿物岩石,18(3):45～50.

祁进平,陈衍景,倪培,赖勇,丁俊英,宋要武,唐国军. 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. 岩石学报,23(9):2119～2130.

邱华宁. 1994. $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法测定矿物流体包裹体年龄. 科学通报,9:687～689.

邱华宁, Wijbrans J R, 施和生,李发蟒. 2004. 大别山碧溪岭榴辉岩 450Ma 年龄信息:石榴子石流体包裹体 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年初步结果. 地球化学,33(4):325～333.

邵洁连. 1990. 金矿找矿矿物学. 北京:中国地质大学出版社.

涂光炽. 1986. 论改造成矿兼评现行矿床成因分类中的弱点. 地球化学文集. 北京:科学出版社,1～7.

涂光炽. 2003. 成矿与找矿. 石家庄:河北教育出版社,454.

涂光炽,李朝阳. 2006. 浅议比较矿床学. 地球化学,35:1～5.

许志琴,侯立玮. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京:地质出版社,22.

杨逢清,殷鸿福,杨恒书,赖旭龙. 1994. 松潘甘孜地块与秦岭褶皱带、扬子地台的关系及其发展史. 地质学报, 68(3) :209～217.

张德会. 1997. 成矿流体中金的沉淀机理研究综述. 矿物岩石,73(3):45～50.

张德全,丰成友,李大新,徐文艺,阎升好,佘宏全,董英君,崔艳合.

2001. 柴北缘—东昆仑地区的造山型金矿床. 矿床地质,20(2):137～146.

张德全,张慧,丰成友,佘宏全,李进文,李大新. 2007. 柴北缘—东昆仑地区造山型金矿床的流体包裹体研究. 中国地质,34(5):843～854.

张国林,姚金炎,谷湘平. 1999. 中国主要类型锑矿床矿物包裹体地质地球化学. 地质与勘探,35(6):5～8.

郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京:科学出版社,193～313.

周涛发,刘晓东,袁峰,赵勇,岳书仓. 2000. 安徽月山矿田成矿流体中铜、金的迁移形式和沉淀的物理化学条件. 岩石学报,16 (4):551～558.

Bierlein F P, Groves D I , Goldfarb R J, Dube B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. Miner Deposita, 40: 874～886.

Bozzo A T, Chen J R, Barduhn A J. 1973. The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide In: Delyannis A, Delyannis E (eds). Fourth International Sym Posium on Fresh Water the Sea, 3: 437～451.

Brown P E, Lamb W M. 1989. *P-V-T* properties of fluids in the system H_2O-CO_2-NaCl-new graphic presentations and implications for fluid inclusion studies. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53: 1209～1221.

Crerar D A. 1976. Ore solution chemistry V Solubilites of chalcopy vite and chalacite assemblages in hydrothermal solution at 200℃ to 350℃. Economic Geology, 71: 772～794.

Gleb S. P, Boris R. T, Jacques S. 2009. An in situ X-ray absorption spectroscopy study of gold-chloride complexing in hydrothermal fluids. Chemical Geology, 25: 917～929.

Goldfarb R J, Groves D I , Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Reviews, 18: 1～75.

Groves D I , Goldfarb R J, Mariam M G, Hagemann S G, Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geology Reviews, 13: 7～27.

Haeberlin Y, Moritz R, Fontbote L, Cosca M. 2004. Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: geological and structural framework, paragenesis, alteration, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology. Economic Geology, 99: 73～112.

Hagemann S C, Cassidy K F. 2000. Archean orogenic lode Au deposits. Reviews in Economic Geology, 13: 9～68.

Hall D L, Sterner S M, Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H_2O solutions. Economic Geology, 83: 197～202.

Hemley J J, Cygan G L. 1992, Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered system Iron-copper-zinc-lead sulfides solubility reactions. Economic Geology, 87: 1～22.

Hodkiewicz P F, Groves D I, Davidson G J, Weinberg R F, Hagemann S G. 2009. Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia. Miner Deposita, 44:129～150.

Kerrich R, Goldfarb R J, Groves D I, Garwin S, Jia Yefei. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science in China series D, 43(supp): 1～68.

Mooer J N, Nomrna D I, Kennedy B M. 2001. Fluid inclusion gas compositions form an active magmatic hydrothermal system a case study of the geysers geothermal field, USA. Chemical Geology, 17:33～30.

Patterson D J. 1981. Chemical remobilization of vocanic-hosted sulphide deposits at Rosebery. Ore Geology Reviews, 35:883～891.

Pitcairn I K, Teagle D A H, Craw D, Olivo G R, Kerrich R, Brewer T S. 2005. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. Economic Geology, 101: 1525～1546.

Ripley J R, Ohmoto H. 1977. Mineralogic, sulfur isotope, and fluid inclusion studies of the stratabound copper deposits at the Raul Mine, Peru. Economic Geology, 72:1017～1041.

Ridley J R, Diamond L W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode deposits and implications for geneic models. SEG Reviews, 13: 141～162.

Roedder E. 1971. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. Economic Geology, 66:98～120.

Seward T M. 1973. The complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37:379～399.

Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. London: Blackie&Son Limited, 1～154.

Sibson R H, Robert F, Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. Geology, 16: 551～555.

Taylor H P Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal, al teration and ore deposition. Economic Geology, 69: 843～883.

Ore-Forming Fluids Features of the Yanzigou Orogenic Gold Deposit, Danba County, Sichuan Province, China

HOU Lin[1,2], DENG Jun[1], DING Jun[2], WANG Xiongwu[3], PENG Huijuan[4]

1) *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing*, 100083; 2) *Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu*, 610081; 3) *Chengdu University of Technology, Chengdu*, 610059; 4) *Chinese Academy of Geological Sciences, Institute of Mineral Resources, Beijing*, 100037

Abstract

The Yanzigou gold deposit in Danbacounty, Sichuan, is located in the Songpan-Ganzêorogenic belt. The ores can be divided into quartz vein gold ore and layered carbonaceous slate gold ore. Gold mineralization consists of pre-mineralization, main mineralization and post-mineralization periods. The fluid in the Yanzigou gold deposit is acidic and belongs to a CO_2-H_2O-NaCl system. Fluid inclusions can be divided into two types. Fluid inclusions in pre-mineralization and main metallogenic period have the typical characteristics of orogenic gold metamorphic hydrothermal fluid: medium homogenization temperature, low salinity, low density and high CO_2. However, the fluid inclusions of post metallogenic period shows the characteristics of meteoric water, characterized with low homogenization temperature range, low salinity, low density and low CO_2. During pre-mineralization and main mineralization periods, gold was mainly transported as $[Au(Cl)_4]^-$ complex compound and $[Au(HS)_2]^-$, respectively. During the transition process from compression to transpression, the *P-T* conditions of fluids changed greatly, coupled with penetration of meteoric water into tensile fractures, resulting in boiling and mixing of fluids. With increasingof gold-sulfur complex content, and change of physical and chemical conditions such as PH, Eh, fO_2, and fS, ore-forming materials started to precipitate and form ore bodies. According to the characteristics of the ore-forming fluids, the Yanzigou gold deposit belongs to orogenic gold deposit.

Key words: Yanzigou gold deposit; Songpan-Ganzê orogenic zone; ore-forming fluids features; orogenic gold deposit