额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究*

武广[1] 孙丰月[2**] 赵财胜[3] 丁清峰[2] 王力[2]

WU Guang[1], SUN FengYue[2**], ZHAO CaiSheng[3], DING QingFeng[2] and WANG Li[2]

1. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640
2. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061
3. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100083

1. *KLMD, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou* 510640, *China*
2. *College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun* 130061, *China*
3. *Development and Research Center of China Geological Survey, Beijing* 100083, *China*

2007-01-05 收稿,2007-05-06 改回.

Wu G, Sun FY, Zhao CS, Ding QF and Wang L. 2007. Fluid inclusion study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenic belt, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9):2227 – 2240

Abstract A lot of gold deposits and occurrences, including the Shabaosi, Laogou and Xiaoyinuogaigou deposits, have been recently found in northwestern Erguna metallogenic belt along the southeastern margin of the Mongol-Okhotsk Orogen, which is an important Ag-Pb-Zn-Mo-polymetal metallogenic belt in Northeast China. These Au deposits are strictly controlled by two ductile shear zones, i. e. the E-W-trending Luoguhe-Ergenhe and NNE-trending Ergunahe ductile shear zones. Orebodies are hosted in subsidiary fractures of these two ductile shear zones. Ores of these gold deposits contain ≤3% of sulphides dominated by pyrite. Fluid inclusions in quartz crystals can be classified into aqueous two-phase, CO_2-bearing three-phase and pure CO_2 types. The bubbles (vapor-phase) are mainly composed of H_2O, CO_2 and N_2, with minor of H_2S, CH_4. The salinities range from 2.06% to 8.54% NaCl eqv. Homogenization temperatures for the Laogou and the Xiaoyinuogaigou gold deposits range from 171℃ to 452℃, 169℃ to 493℃, respectively, suggesting that both deposits are mesothermal. The ore-forming pressures of the Laogou and the Xiaoyinuogaigou deposits are 61 ~ 122MPa with average of 82MPa and 38 ~ 172MPa with average of 93MPa, corresponding to depths of 6 ~ 9km and 4 ~ 11km, with averages of 7km and 8km, respectively. The pressure fluctuations may be due to faulting. Hence the geological and geochemical features of the deposits are similar to those of orogenic gold deposits worldwide. The origin of these gold deposits may be related to Mesozoic collisional orogeny between the Siberia and Mongolia-Sinokorea continents.

Key words Fluid inclusion, Orogenic gold deposit, Erguna metallogenic belt, Mongol-Okhotsk Orogen, NE China

摘 要 额尔古纳成矿带是中国东北重要的银、铅、锌、铜、钼多金属成矿带,它位于蒙古-鄂霍茨克造山带的东南缘。最近,额尔古纳成矿带西北部发现了砂宝斯、老沟、小伊诺盖沟等金矿床和一些金矿点。这些金矿受洛古河-二根河韧性剪切带和额尔古纳河韧性剪切带控制,矿体常赋存于韧性剪切带的次级张扭性断裂构造中。矿石中硫化物含量一般不超过3%,且硫化物以黄铁矿为主。流体包裹体有气液两相、含 CO_2 三相和纯 CO_2 包裹体3种类型。气相成分以 H_2O、CO_2 和 N_2 为主,含少量 H_2S、CH_4 为特征。流体包裹体的盐度低,介于2.06 ~ 8.54% NaCl eqv 之间。老沟金矿流体包裹体均一温度介于171℃ ~ 452℃之间,平均295℃,小伊诺盖沟金矿包裹体均一温度为169℃ ~ 493℃,平均亦为295℃,均属中温热液矿床。老沟金矿成矿压力为61 ~ 122MPa,平均82MPa;小伊诺盖沟金矿成矿压力为38 ~ 172MPa,平均93MPa。前者成矿深度介于6 ~ 9km,平均7km;后者成矿深度为4 ~ 11km,平均8km。上述金矿床的地质-地球化学特征与世界造山型金矿类似,形成于蒙古-中朝板块

* 国家自然科学基金项目(40772055)、中国博士后科学基金项目(20070410850)和国家973计划项目(2006CB403503和2006CB403508课题)资助。

第一作者简介:武广, 男, 1965年生, 博士, 研究员, 矿床学和地球化学专业, E-mail: wuguang@gig.ac.cn

** **通讯作者**: 孙丰月, 男, 1963年生, 博士, 教授, 矿床学专业, E-mail: sunfeng0669@sina.com

与西伯利亚板块之间的陆-陆碰撞造山作用。

关键词 流体包裹体; 造山型金矿; 额尔古纳成矿带; 蒙古-鄂霍茨克造山带; 中国东北

中图法分类号 P618.51

大兴安岭北段砂金矿床密布(吕英杰等,1992),是我国最古老而著名的砂金产地之一,但该区岩金矿床较少。因此,大兴安岭的砂金来源一直是个未解之谜(张宝林等,1996)。在毗邻我国大兴安岭地区的俄罗斯境内,即蒙古-鄂霍茨克造山带的后贝加尔地区,黄金资源丰富,金产量占前苏联的65%(段瑞焱等,1990),发现重要岩金矿床33处,包括巴列依、达拉松和克留切夫等大型、超大型金矿床(Zorin, 1999; Zorin *et al.*, 2001)。上述事实促使我国学者重视大兴安岭地区的金矿勘查。

由于大兴安岭地区广泛发育中生代火山岩,人们高度重视寻找与火山岩有关的斑岩型和浅成低温热液型金矿床(祁进平等,2005),虽然发现了四五牧场、莫尔道嘎、奥拉齐等浅成低温热液型金矿床(赵财胜和武广,2002),但总体收效甚微。相反,20世纪90年代,地勘工作者在中生代火山岩不甚发育的上黑龙江盆地内相继发现了砂宝斯大型金矿床和老沟、二根河等小型金矿以及众多金矿点(武广等,2006),在额尔古纳市黑山头地区发现了小伊诺盖沟金矿床(张炯飞等,1999),实现了金矿勘查的突破。这些矿床的地质特征不同于陆相火山岩中的浅成低温热液型金矿,它们均受韧性剪切带控制,因此被学者们作为"新类型"金矿(权恒等,1998)或韧性剪切带型(张炯飞等,1999)、蚀变砂岩型(齐金忠等,2000)等。

鉴于上述,作者对老沟金矿和小伊诺盖沟金矿开展了地质地球化学研究,初步确定它们与俄罗斯后贝加尔地区达拉松超大型金矿类似,也属于造山型金矿,成矿与蒙古-鄂霍茨克洋闭合之后的陆陆碰撞造山作用有关。由于流体包裹体特征是厘定矿床成因类型的重要标志(陈衍景,2006; 陈衍景等,2006,2007),本文重点报道这些矿床的流体包裹体研究结果及其对矿床成因的约束。

1 区域地质背景

大兴安岭北部的额尔古纳成矿带位于黑龙江省西北部和内蒙古东部的最北端,北起黑龙江漠河,西界为额尔古纳河,南邻蒙古乔巴山地区,东界为得尔布干断裂(图1),北东长700km,宽约150km,是我国东北重要的银、铅、锌、铜、钼多金属成矿带(李长珠,1999),又称得尔布干成矿带(徐贵忠,1998; 祁进平等,2005)。额尔古纳成矿带与俄罗斯赤塔州、蒙古乔巴山地区的成矿特征有颇多相似性,共同构成了"蒙古-鄂霍茨克成矿省"。成矿省内已发现大型、超大型有色、贵金属矿床近40处,如俄罗斯红石和蒙古国乔巴山超大型铀钼矿田,我国满洲里地区的额仁陶勒盖浅成低温热液型银矿床、甲乌拉和查干布拉根热液脉型银-铅-锌矿床、乌努格吐山斑岩型铜-钼矿床等。

在大地构造上,额尔古纳成矿带隶属于额尔古纳地块(地体),是夹持于西伯利亚与中朝板块之间的众多微陆块之一。额尔古纳地块呈北东向展布,北西边界是蒙古-鄂霍茨克缝合带,南东边界为得尔布干断裂带,西南边界克鲁伦河断裂(图1)。额尔古纳地块经历了复杂的构造演化,中元古代以后的主要事件有6次:(1)在新元古代—早古生代,它与西伯利亚大陆东南缘的维吉姆-斯塔诺夫地块拼贴,形成兴凯-萨拉伊尔增生带(武广等,2005);(2)在早古生代,它与西南部的中蒙地块沿克鲁伦河断裂拼合(李锦轶,1998; 李锦轶等,2004);(3)在晚古生代,随古亚洲洋板块向西伯利亚板块俯冲消减和蒙古-鄂霍茨克弧后洋盆形成,它与西伯利亚大陆再次分离,成为古亚洲洋与蒙古-鄂霍茨克洋之间的岛弧地体的基底(祁进平等, 2005);(4)随古亚洲洋于古生代末闭合,它与中朝古大陆板块碰撞拼合,形成南蒙-大兴安岭晚古生代增生带(Xiao *et al.*, 2003; 李锦轶等,2004);(5)在古生代末至中生代早期,蒙古-鄂霍茨克洋盆向北俯冲消减,它作为蒙古-中朝大陆北部的被动边缘接受一套陆源碎屑岩沉积(如上黑龙江前陆盆地);(6)古生代末以来,蒙古-鄂霍茨克洋自西向东闭合,蒙古-中朝大陆与西伯利亚大陆碰撞,额尔古纳地块遭受强烈的同碰撞和后碰撞期间的变形、变质和岩浆侵入(Li *et al.*, 1982; 李锦轶,1998; Ren *et al.*, 1999; Sorokin *et al.*, 2004)。

额尔古纳地块最老的地层是古元古界兴华渡口群,主要岩性有斜长角闪岩、斜长角闪片岩、黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩、浅粒岩、二云石英片岩、白云质大理岩和磁铁石英岩,可见硅线石和石榴石等矿物。新元古界佳疙瘩组由绢云石英片岩、石英岩、砂岩、板岩、流纹质凝灰岩和大理岩组成。下寒武统额尔古纳河组主要为大理岩,夹少量绢云石英片岩和变砂岩。中寒武世以后的地层只是零星发育,在额尔古纳河沿岸的五卡和七卡等地发育奥陶系乌滨敖包组浅海相碎屑岩和上志留统伊诺盖沟组滨海相地层;在额尔古纳市、牙克石市和漠河地区发育下—中泥盆统泥鳅河组滨-浅海相砂岩夹生物碎屑灰岩;在上黑龙江盆地发育下-中侏罗统陆相碎屑岩;在满洲里地区发育晚侏罗世-早白垩世火山-沉积建造(内蒙古自治区地质矿产局,1991; 黑龙江省地质矿产局,1993; Zorin *et al.*, 1995)。

额尔古纳成矿带发育多期次的侵入岩,包括晋宁期的片麻岩化的花岗岩类,加里东期(兴凯-萨拉伊尔期,即新元古代+早古生代)镁铁质-超镁铁质岩、石英闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩及角闪正长岩,华力西期角闪黑云花岗闪长岩和黑云二长花岗岩,印支期角闪黑云花岗闪长岩、黑云二长花岗岩和正长花岗岩,燕山期二长花岗岩和钾长花岗岩等

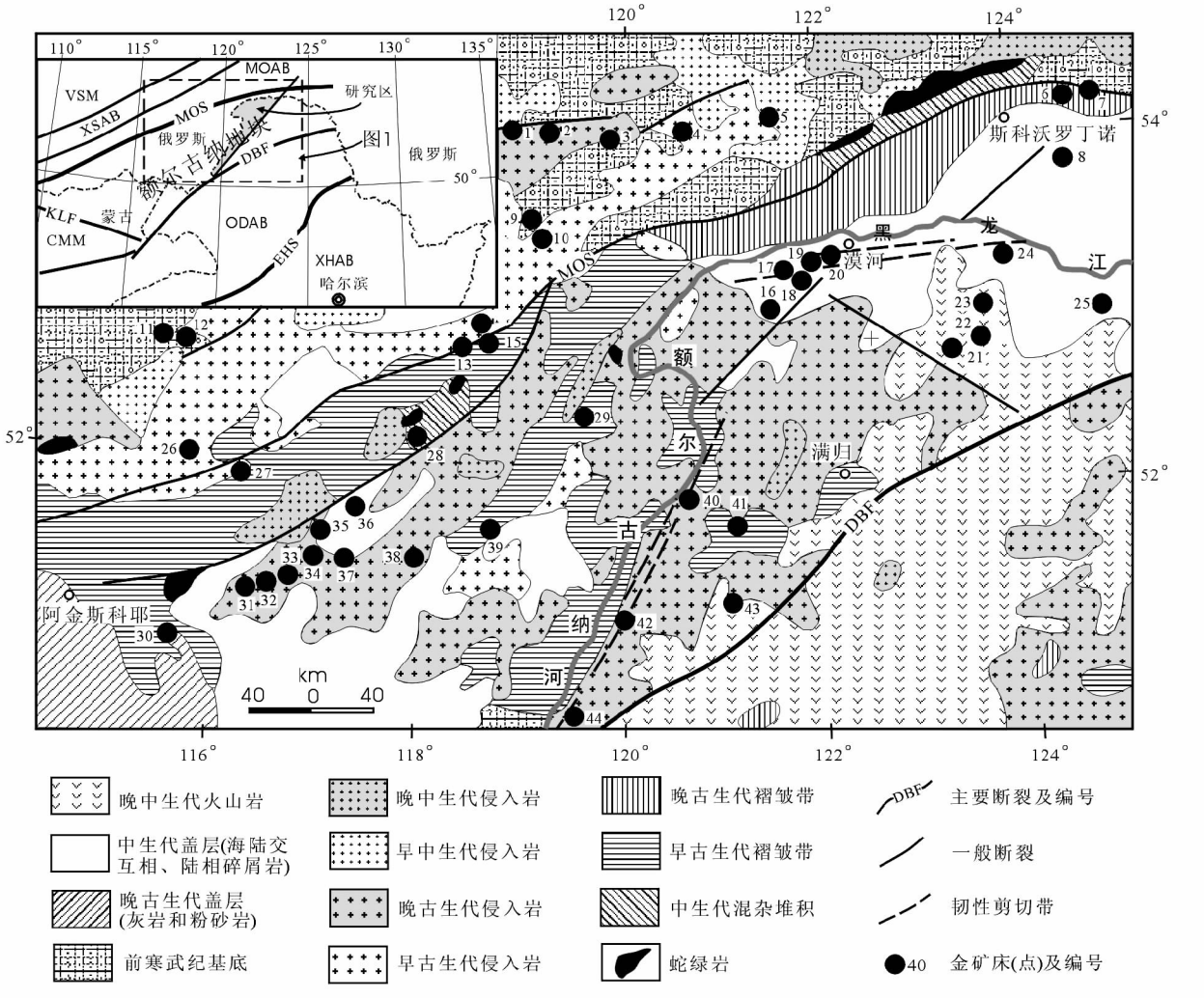

图 1　额尔古纳成矿带及邻区地质和金矿床分布简图(地质图据 Li *et al.*，1982 资料改编；矿床资料据 Zorin *et al.*，2001)

缩写名称注释：MOS-蒙古-鄂霍茨克中生代缝合带；EHS-二连浩特-索伦山-黑河晚古生代缝合带；DBF-得尔布干断裂带；KLF-克鲁伦河断裂；VSM-维吉姆-斯塔诺夫地块；XSAB-兴凯-萨拉伊尔增生带；MOAB-蒙古-鄂霍茨克中生代增生带；CMM-中蒙地块；ODAB-欧玉陶勒盖-多宝山古生代增生带；XHAB-锡林浩特-哈尔滨古生代增生带。

矿床(点)名称：1-依塔卡；2-乌阔尼克；3-阿玛泽尔康；4-波尔谢莫格琴；5-波列什格林；6-基洛夫；7-奥涅尔；8-布林达；9-亚历山大罗夫斯克；10-克留切夫；11-切列姆肯；12-达拉松；13-乌树梦；14-比里宾斯克；15-卡里；16-虎拉林；17-三十二站；18-砂宝斯；19-砂宝斯林场；20-老沟；21-奥拉齐；22-马大尔；23-贡索库；24-二根河；25-二十一站；26-台里玛切克；27-阿甫列里阔沃；28-卡卡；29-新库里图玛；30-乌罗纳依；31-松都雅；32-索里诺夫卡；33-法季莫夫斯克；34-中果尔古塔；35-巴列依；36-卡萨阔夫斯克耶；37-科塞齐；38-阿连古；39-新西罗京；40-西牛耳河；41-佳疙瘩；42-下吉宝沟；43-莫尔道嘎；44-小伊诺盖沟

Fig. 1　Sketch geological map of the Erguna metallogenic belt and its neighboring areas, showing locations of major gold deposits (geological map modified after Li *et al.*, 1981; gold deposits after Zorin *et al.*, 2001)

(内蒙古自治区地质矿产局,1991；黑龙江省地质矿产局,1993)。其中,燕山期中-酸性小侵入体及次火山岩与金属元素成矿作用关系密切。

额尔古纳成矿带断裂构造发育,且多为得尔布干断裂、额尔古纳-呼伦断裂和蒙古-鄂霍茨克断裂的次级构造。其中,近东西向洛古河-二根河韧性剪切带和北北东向的额尔古纳河韧性剪切带与研究区金矿床的空间分布关系密切。洛古河-二根河韧性剪切带见于上黑龙江盆地中生代陆相地层中,近东西向,西起恩和哈达,东至依西肯,长约 290km,控制了虎拉林、砂宝斯、老沟、砂宝斯林场、三十二站等金矿床和一批矿点的产出(图 1；武广等,2006)。额尔古纳河韧性剪切带位于额尔古纳河中游东岸,南起小伊诺盖沟,北至吉拉林附近,长约 150km 左右,宽 0.5～2km,近 NE 向展布,倾向西,以左行走滑为特征,控制了小伊诺盖沟和下吉宝沟金矿(点)的分布(图 1；张炯飞等,1999；祝洪臣等,2000；郝立波等,2001)。

2 矿床地质特征

2.1 老沟金矿

矿床位于黑龙江省漠河县金沟林场西 10km 处。赋矿围岩是中侏罗统二十二站组砂岩和粉砂岩,矿区位于 NEE 向韧性剪切带内(图 1,20 号矿床),NEE 向脆性断裂和裂隙为容矿构造。糜棱岩面理产状为 SE∠10°~30°,矿体产状为 144°~210°∠30°~45°,矿体与糜棱岩面理同倾、斜交,倾角大于糜棱面理倾角 15°~25°。矿区内侵入岩不发育,仅见少量闪长玢岩脉(图 2)。

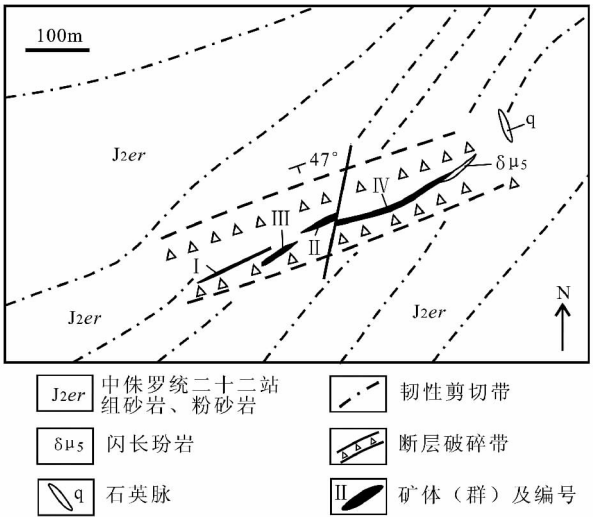

图 2 老沟金矿地质图

Fig. 2 Geological map of the Laogou gold deposit

矿体产于蚀变破碎带中,为硅化体型。蚀变破碎带长约 3000m,宽 100~200m,已初步圈定 4 个矿体,主矿体控制长 1000m,平均宽 6.8m,最高品位 15.92×10^{-6},平均品位 2.54×10^{-6}。矿石为含黄铁矿的次生交代石英岩,与近矿围岩在岩性、蚀变类型等方面逐渐过渡,矿体边界只能依靠化学分析结果划定。金属矿物为褐铁矿、黄铁矿、辉锑矿及磁黄铁矿等,脉石矿物有石英、长石和方解石等。

围岩蚀变主要有硅化(含微细的石英网脉)、粘土化、碳酸盐化和绢云母化,显示一定的分带性,自中心向两侧依次为硅化-黄铁矿化带,粘土化带,青磐岩化带(绿泥石-绢云母化等)。蚀变具有多期多阶段性,仅硅化可见 3 个阶段,第 1 阶段为面状硅化,第 2 阶段形成含黄铁矿的青灰色石英细脉,第 3 阶段形成乳白色石英脉。矿化与第 2 阶段含黄铁矿青灰色石英细(网)脉的关系密切,矿化中心部位的石英细脉的宽度一般为 2~3mm,密度为 2~3 条/cm。乳白色石英脉一般宽 5~10cm,最宽达 2m,金含量较低(武广等,2006)。

2.2 小伊诺盖沟金矿

小伊诺盖沟金矿位于内蒙古呼伦贝尔盟额尔古纳市境

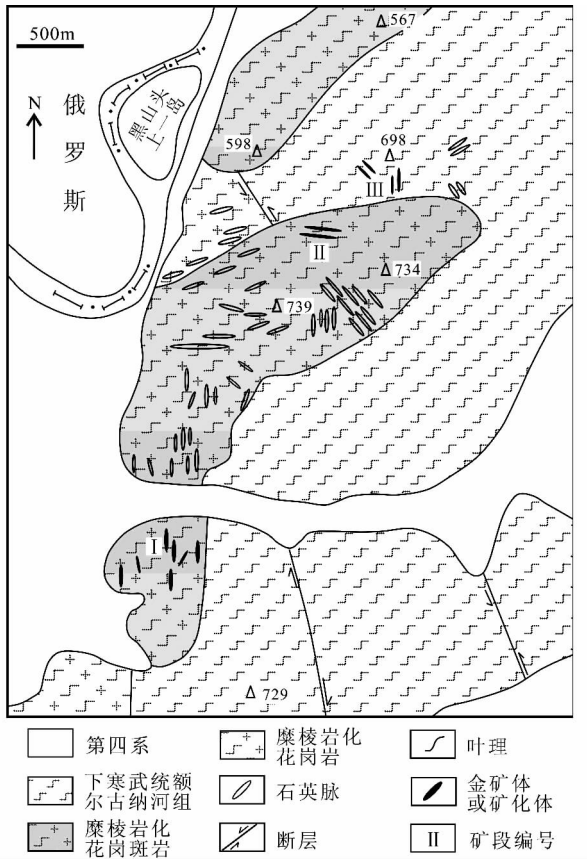

图 3 小伊诺盖沟金矿地质图(据张炯飞等,1999 资料改编)

Fig. 3 Geological map of the Xiaoyinuogaigou gold deposit (modified after Zhang *et al.*, 1999)

内,赋矿围岩是下寒武统额尔古纳河组白云质结晶灰岩、变质砂岩、砂砾岩、板岩、千枚岩等,局部为糜棱岩。贯穿矿区的北东向额尔古纳-呼伦断裂被解释为中侏罗世末期的左行走滑韧性剪切带(张炯飞等,1999),其与近东西向小伊诺盖沟断裂的交汇部位控制矿床定位(图 1,44 号矿床)。矿区发育中侏罗世花岗斑岩(张炯飞等,1999),外围发育早侏罗世斑状中粒花岗岩,其全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 185.38±2.33Ma(郝立波等 2001)。

矿体主要产在小伊诺盖沟花岗斑岩体内,少数产于花岗斑岩与额尔古纳河组的接触部位。从南向北划分出Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ 3 个矿段,矿体走向主要有近 SN、NW 和 NE 向 3 组,倾角一般大于 70°。主矿体为近 SN 向,长约 100m,最宽 6m(图 3)。金矿体或其两侧发育张性角砾岩,角砾成分为花岗斑岩,被石英和电气石胶结,普遍黄铁矿化,说明黄铁矿化或矿化晚于韧-脆性剪切作用,更晚于花岗斑岩。

矿石以蚀变岩型为主,石英脉型为次。蚀变岩型矿石的品位较低,发育在石英脉两侧,硅化、绢云母化和黄铁矿化强烈。石英脉型为含黄铁矿的石英脉,规模较小,连续性较差。其中,I 矿段 1 号矿体最宽 30cm,矿石品位高达 136g/t,次生富集带中常见明金。金属矿物有黄铁矿、方铅矿和磁铁矿,

氧化带有自然金、褐铁矿、镜铁矿、铜蓝和孔雀石；脉石矿物为石英、长石、电气石、白云母、绢云母和萤石。矿石结构为他形粒状结构和交代残余结构，具浸染状和角砾状构造。

主要围岩蚀变类型是绢云母化、硅化和黄铁矿化。蚀变和矿化分为3个阶段：(1) 电气石-石英阶段，(2) 黄铁矿-石英阶段，(3) 石英阶段。金矿化与黄铁矿-石英阶段关系密切。

3 样品特征与分析方法

本次研究样品分别采自老沟金矿地表探槽和小伊诺盖沟金矿井下坑道中。老沟金矿5件样品均为成矿期含黄铁矿的青灰色石英细(网)脉型金矿石，其中样品 Hj_1L_{1-2} 和 Hj_1L_{1-3} 采自Ⅱ号矿体，样品 Hj_1L_{3-1} 采自Ⅲ号矿体，样品 Hj_1L_{4-8} 和 Hj_1L_{4-10} 采自Ⅳ号矿体。小伊诺盖沟金矿2件样品采自矿区南部的Ⅰ号矿段，为黄铁矿-石英阶段形成的石英脉型金矿石，其中样品 Dj_7X_{4B} 中可见明金。先将上述样品磨制成厚度约为0.2mm双面剖光的薄片做岩相学和流体包裹体观察，然后选择有代表性的包裹体进行显微测温和激光拉曼光谱分析。

包裹体显微热力学研究在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成。显微冷热台为Linkam THMS600型，可测温度范围为 -196℃ ~ +600℃，该冷热台在 -120 ~ -70℃ 温度区间的测定精度为±0.5℃，-70 ~ +100℃区间为±0.2℃，在100~500℃区间为±2℃。系统校准采用国际标样纯 H_2O 及盐度为25%的 H_2O-NaCl人造包裹体。测试升温速率一般为0.2℃~5℃/min，相变点附近升温速率降低为0.2℃/min。对于气液两相水溶液包裹体，测定冰点温度 $T_{m(ice)}$ 和完全均一温度 T_h；对于含 CO_2 三相包裹体，测定固相 CO_2 熔化温度 $T_{m(CO_2)}$、CO_2 相部分均一温度 $T_{h(CO_2)}$、CO_2 笼合物熔化温度 $T_{m(cla)}$ 和包裹体完全均一温度 T_h；对于纯 CO_2 包裹体，测定固相 CO_2 熔化温度 $T_{m(CO_2)}$ 和 CO_2 相部分均一温度 $T_{h(CO_2)}$。

就气液两相水溶液包裹体而言，根据冰点温度，利用经验公式(Potter *et al.*, 1978)计算或实验相图(Bodnar, 1993)确定流体盐度；然后利用温度-盐度-密度相图(Bodnar, 1983)、经验公式(刘斌和段光贤,1987)或直接查表(刘斌和沈昆,1999)求得NaCl-H_2O体系的密度。就含 CO_2 三相包裹体，根据 CO_2 笼合物消失温度，利用经验公式(Bozzo *et al.*, 1973)算出流体盐度，或利用 CO_2 笼合物熔化温度与盐度关系表(Collins, 1979)查得流体盐度，然后，利用相图(Shepherd *et al.*, 1985)或经验公式(刘斌和段光贤,1987)，求出 CO_2-H_2O 体系密度。对纯 CO_2 包裹体，利用经验公式(刘斌和段光贤,1987)计算出 CO_2 体系的密度。

包裹体激光拉曼光谱分析亦在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成。仪器为Renishaw System1000型激光拉曼光谱仪，采用514 nm Ar^+ 离子激光器，激光功率5mW，扫描范围4500~850cm^{-1}，狭缝宽度20μm，积分时间150s，拉曼峰位移精度为±1cm^{-1}，成分相对含量最低检测限为0.n%。通过对 H_2O、CO_2、N_2 和 CH_4 等拉曼光谱积分面积，结合这些气体组分本身的性质，计算出流体包裹体中的气相组成的相对摩尔百分含量，详细内容见Burke (2001)。

4 流体包裹体岩相学及显微测温学

4.1 流体包裹体类型

依据包裹体成分和室温下的相态，原生和假次生包裹体被分为3种类型：Ⅰ型(气液两相水溶液包裹体)、Ⅱ型(含 CO_2 三相包裹体)和Ⅲ型(纯 CO_2 包裹体)。

Ⅰ型包裹体，室温下由水溶液相及气泡两相构成，包裹体的气液比介于10%~40%，大部分在10%~20%之间，加热后均一到液相。在老沟金矿，该类包裹体约占包裹体总数的35%，大小介于4~12μm，多数在7μm左右(图4a、b)；在小伊诺盖沟金矿，该类包裹体约占包裹体总数的15%，大小介于6~14μm，多数在12μm左右(图4c)。包裹体形态有椭圆形、圆形、四边形、不规则的三角形和弯曲的长条形(图4a、b和c)。

Ⅱ型为含 CO_2 三相包裹体，由气相 CO_2、液相 CO_2 和液相水溶液组成。在老沟金矿中，该类包裹体约占包裹体总数的55%，CO_2 占包裹体总体积的30%~90%；在 CO_2 相中，气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的20%±，包裹体大小多在10μm±(图4d)。在小伊诺盖沟金矿，该类型包裹体约占包裹体总数的50%，CO_2 占包裹体总体积的30%~90%，多数在60%~80%之间；在 CO_2 相中，气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的10%~35%，多数介于10%~20%之间，包裹体大小多在10μm±(图4e)。该类型包裹体常成群分布，形态简单，主要为规则的椭圆形和圆形，但大小差异较大(图4d、e)。

Ⅲ型为纯 CO_2 包裹体，全部由 CO_2 组成。在老沟金矿中，该类型包裹体约占包裹体总数的10%，气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的5%±，包裹体一般为10~15μm之间(图4d)。在小伊诺盖沟金矿，该类型包裹体约占包裹体总数的35%，气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的10%~40%，多数介于10%~20%之间，包裹体大小介于6~12μm之间，多数集中于7~8μm(图4f)。包裹体形态简单，多为负晶形和规则的椭圆形(图4f)。

4.2 流体包裹体均一温度、盐度和密度

老沟金矿126个包裹体均一温度测试结果见表1和图5a。Ⅰ型包裹体均一温度众值在230℃~290℃之间，Ⅱ型包裹体均一温度众值在310℃~350℃之间，均一温度平均值为295℃。小伊诺盖沟金矿89个流体包裹体测试结果见表1和图5b，众值在270℃~390℃之间，均一温度的平均值亦为295℃。其中，Ⅰ型包裹体均一温度集中在170℃~250℃，Ⅱ型包裹体均一温度众值在270℃~390℃。显然，老沟和小伊诺盖沟金矿均为典型的中温热液矿床(200℃~350℃)。

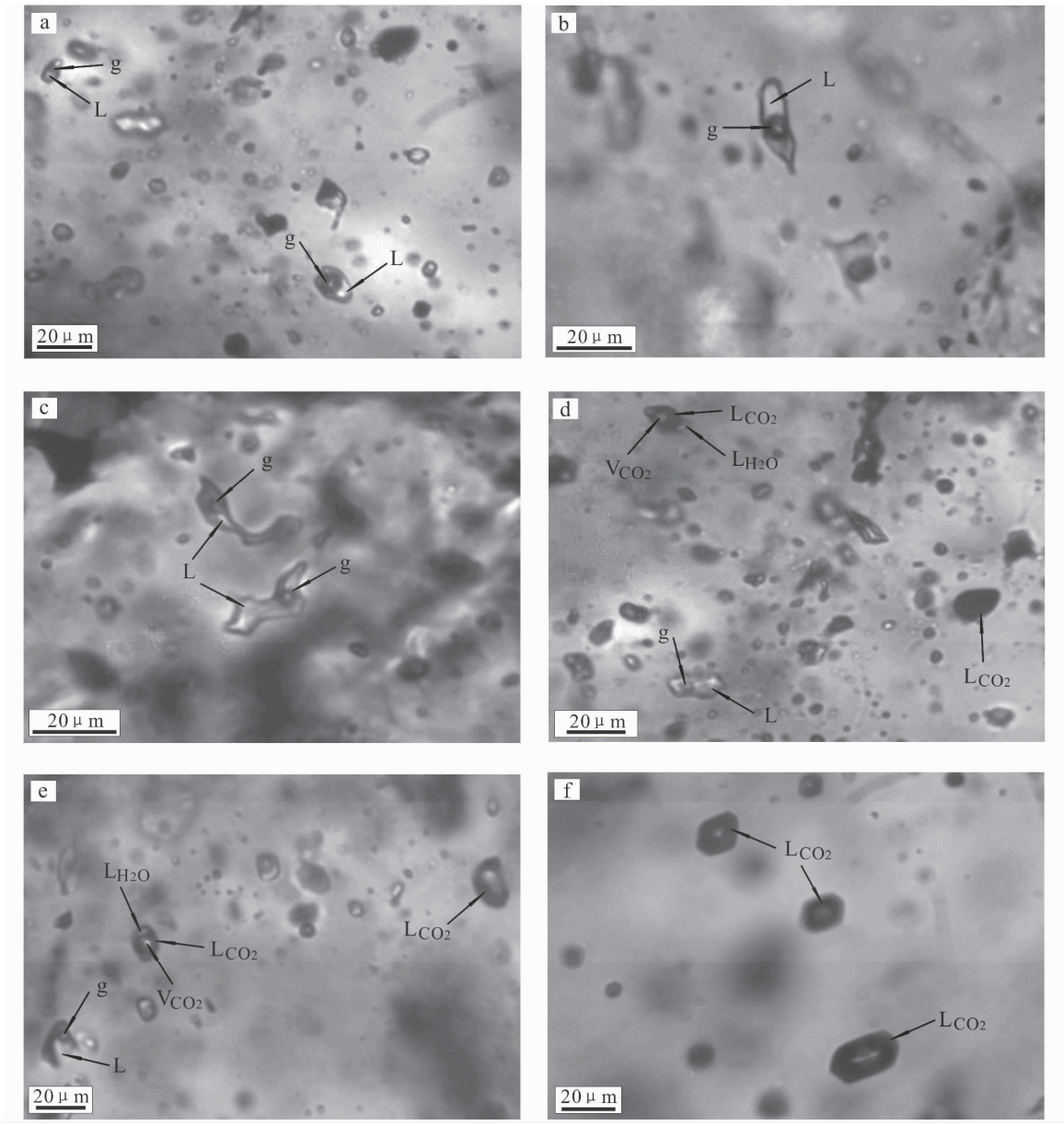

图 4 老沟金矿和小伊诺盖沟金矿流体包裹体照片

a-老沟金矿 Hj_1L_{3-1} 样品中Ⅰ型包裹体; b-老沟金矿 Hj_1L_{1-2} 样品中Ⅰ型包裹体; c-小伊诺盖沟金矿 Dj_7X_{4B} 样品中Ⅰ型包裹体; d-老沟金矿 Hj_1L_{3-1} 样品中Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ型包裹体; e-小伊诺盖沟金矿 3-3 样品中Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ型包裹体; f-小伊诺盖沟金矿 Dj_7X_{4B} 样品中Ⅲ型包裹体

Fig. 4 Photomicrographs of fluid inclusions in the Laogou and Xiaoyinuogaigou deposits

根据 16 个冰点温度 $T_{m(ice)}$ 计算出老沟金矿盐度范围为 5.55% ~7.15% NaCl eqv(表 1),平均 6.0% NaCl eqv 左右(图 6a)。根据 19 个冰点温度 $T_{m(ice)}$ 和 CO_2 笼合物熔化温度 $T_{m(cla)}$ 计算出小伊诺盖沟金矿流体包裹体盐度为 2.06% ~8.54% NaCl eqv(表 1),平均 7.03% NaCl eqv; 其中,7 个Ⅰ型包裹体盐度为 2.06% ~8.54% NaCl eqv,12 个Ⅱ型包裹体盐度为 5.05% ~8.45% NaCl eqv(图 6b)。以上表明老沟和小伊诺盖沟金矿的成矿流体盐度较低。

根据均一温度和盐度,应用刘斌和段光贤(1987)的经验公式 $\rho = a + bT_h + cT_h^2$(a、b 和 c 均为无量纲参数),求得包裹体的密度。老沟金矿 19 个包裹体流体密度介于 0.47 ~0.89g/cm^3,平均 0.75g/cm^3,且不同类型包裹体之间的密度差别较小。小伊诺盖沟金矿 36 个包裹体流体密度介于 0.58 ~0.94g/cm^3, 平均 0.69g/cm^3,但Ⅰ型和Ⅱ、Ⅲ型包裹体流体密度有较大差别。Ⅰ型包裹体流体密度介于 0.79 ~0.94g/cm^3,平均为 0.90g/cm^3; Ⅱ型包裹体流体密度介于 0.58 ~0.70g/cm^3,平均为 0.63g/cm^3; Ⅲ型包裹体流体密度介于 0.58 ~0.72g/cm^3,平均为 0.65g/cm^3。

表 1　额尔古纳成矿带金矿床石英流体包裹体特征及参数

Table 1　Characteristics and parameters of fluid inclusions of Au deposits in the Erguna metallogenic belt

样号	包裹体类型	大小（μm）	气液比（%）	$\varphi(CO_2)$（%）	$\varphi(CO_2)_{气}$（%）	$T_m(CO_2)$（℃）	$T_{m(ice)}$（℃）	$T_{m(cla)}$（℃）	$T_{h(CO_2)}$（℃）	T_h（℃）	盐度（wt% NaCl eqv）	密度（g/cm^3）	压力（MPa）	深度（km）
老沟金矿														
	I 型	5 ~ 10	10 ~ 40				−4.1 ~ −3.4			174 ~ 452	5.6 ~ 6.6	0.47 ~ 0.86	66 ~ 122	6.6 ~ 9.2
Hj_1L_{1-2}	II 型	8		90	5	−57.2			21.2	346		0.76	68	6.7
	III 型	6 ~ 7		100	5 ~ 7	−57.3 ~ −57.2			9.1 ~ 15.8			0.80 ~ 0.84		
	I 型	4 ~ 12	10 ~ 20							171 ~ 318				
Hj_1L_{1-3}	II 型	5 ~ 10		20 ~ 90	10 ~ 30				26.2 ~ 31.3	260 ~ 343				
Hj_1L_{3-1}	I 型	6 ~ 9	15 ~ 40				−4.5 ~ −4.3			226 ~ 439	7.2 ~ 6.9	0.85 ~ 0.89	61 ~ 70	6.3 ~ 6.8
Hj_1L_{4-8}	I 型	4 ~ 12	10 ~ 30							237 ~ 302				
	I 型	4 ~ 10	5 ~ 20							231 ~ 279				
Hj_1L_{4-10}	II 型	6 ~ 17		30 ~ 90	5 ~ 40				25.4 ~ 31.0	280 ~ 385				
	III 型	12 ~ 15		100	5				25.6 ~ 26.3					
小伊诺盖沟														
	I 型	6 ~ 14	5 ~ 30				−5.4 ~ −1.2			169 ~ 318	2.1 ~ 8.5	0.79 ~ 0.94	42 ~ 83	5.1 ~ 7.5
Dj_7X_{4B}	II 型	10 ~ 14		40 ~ 90	10 ~ 35	−56.9 ~ −56.8		6.5 ~ 7.4	29.4 ~ 30.2	238 ~ 383	5.1 ~ 6.6	0.61 ~ 0.63	57 ~ 172	6.1 ~ 11.0
	III 型	7 ~ 12		100	10 ~ 40	−56.9 ~ −56.7			29.4 ~ 30.7			0.58 ~ 0.63		
	II 型	6 ~ 10		30 ~ 90	10 ~ 20	−57.3 ~ −56.8		5.4 ~ 7.3	25.8 ~ 30.7	273 ~ 493	5.2 ~ 8.5	0.58 ~ 0.70	38 ~ 143	3.8 ~ 10.0
3 ~ 3	III 型	6 ~ 10		100	10 ~ 20	−57.3 ~ −57.1			24.6 ~ 28.2			0.66 ~ 0.72		

注：$\varphi(CO_2)$为 CO_2 占包裹体总体积的百分数；$\varphi(CO_2)_{气}$为气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的百分数；

$T_m(CO_2)$为固相 CO_2 的熔化温度；$T_{m(ice)}$为冰点；$T_{m(cla)}$为笼合物的熔化温度；$T_{h(CO_2)}$为 CO_2 的部分均一温度；T_h为均一温度

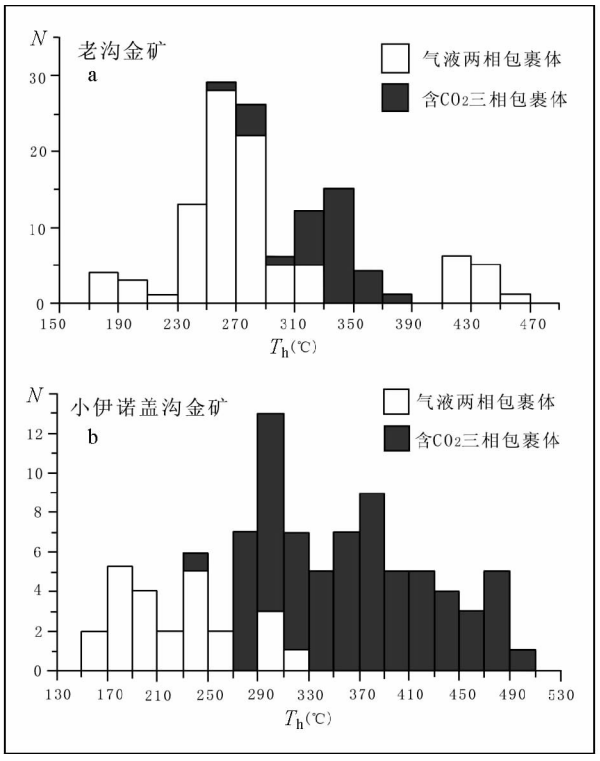

图 5 老沟金矿和小伊诺盖沟金矿流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Histograms of homogenization temperatures of fluid inclusions of the Laogou and Xiaoyinuogaigou gold deposits

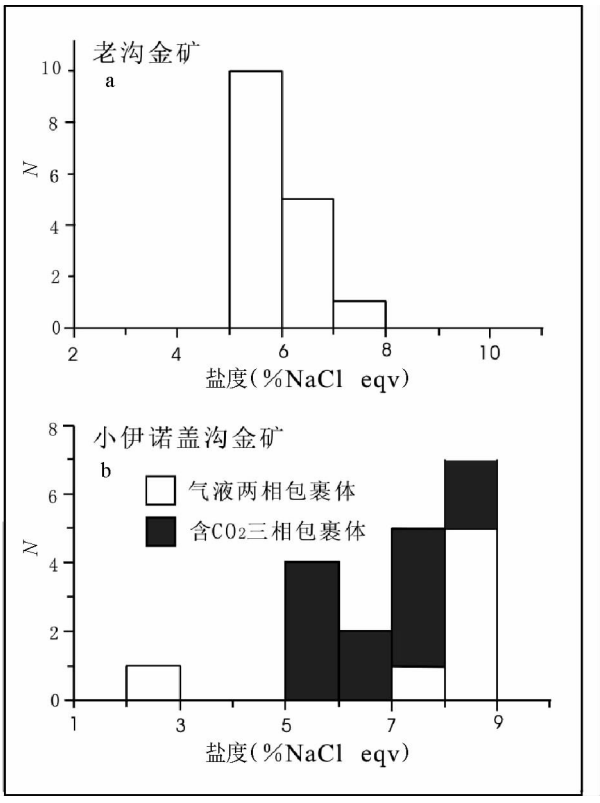

图 6 老沟金矿和小伊诺盖沟金矿流体包裹体盐度直方图

Fig. 6 Histograms of salinities of fluid inclusions of the Laogou and Xiaoyinuogaigou gold deposits

总之,老沟和小伊诺盖沟金矿的流体包裹体显示了中温、低盐度、低密度的特征。

4.3 流体包裹体压力及成矿深度

根据流体包裹体的均一温度和流体盐度,利用邵洁连(1990)计算流体压力的经验公式 $P = P_0 T_h / T_0$(式中 $P_0 = 219 + 2620w$, $T_0 = 374 + 920w$)计算出Ⅰ型包裹体的流体压力;利用 Brown and Lamb (1989)的 H_2O-CO_2-NaCl 体系 *P-T* 相图,投影获得Ⅱ型包裹体的流体压力。结果表明,老沟金矿17个流体包裹体的压力范围为 61 ~ 122MPa,均值为 82MPa;小伊诺盖沟金矿 24 个流体包裹体的压力范围为 38 ~ 172MPa,均值为 93MPa。

对于断裂控制的脉状热液矿床而言,成矿流体系统可为静岩压力,也可为静水压力,拟或二者交替(即断层阀模式,Sibson *et al.*, 1988)。一般认为,在深度 <5km 或脆性变形带,流体为静水压力;在深度 >16km 或韧性变形域,流体为静岩压力;在深度为 5 ~ 16km 或脆-韧性变形带,流体出现静水-静岩压力的交替(Sibson,1987; Sibson *et al.*,1988; Cox,1995)。

孙丰月等(2000)将 Sibson(1994)的断裂带流体垂直分带规律引入到脉状热液金矿床成矿深度的计算中,并用计算机分段拟合求得深度和压力之间的关系式,进而用于成矿深度计算。

不同压力段计算成矿深度的公式如下:

(1)当 $x < 40$MPa 时,$y = x/10$;

(2)当 40MPa ≤ x ≤ 220MPa 时,

$y = 0.0868/(1/x + 0.00388) + 2$;

(3)当 220MPa ≤ x < 370MPa 时,$y = 11 + e^{(x-221.95)/79.075}$;

(4)当 $x > 370$MPa 时,$y = 0.0331385x + 4.19898$

式中:x、y 分别代表测得的流体压力值和成矿深度,单位分别为 MPa 和 km。

根据上述成矿深度计算公式,求得老沟金矿的成矿深度介于 6 ~ 9km,平均 7km;小伊诺盖沟金矿成矿深度为 4 ~ 11km,平均为 8km。即两矿床均为中等深度的矿床。

5 流体包裹体激光拉曼光谱分析

测试对象为老沟金矿和小伊诺盖沟金矿含金石英脉的石英矿物中流体包裹体的气相部分,分析结果列于表 2。

从表 2 可知,老沟金矿Ⅰ型包裹体气相成分主要为 H_2O 和 CO_2,其次为 N_2 和 CH_4,表明流体属于 H_2O-CO_2-N_2-CH_4 体系。此外,尚有微量的 C_3H_8、C_2H_4、C_2H_6 和 C_6H_6 等有机成分存在于不同的包裹体中,构成 H_2O-CO_2-N_2-CH_4 ± C_2H_6 ± C_3H_8 ±

表 2 额尔古纳成矿带金矿床流体包裹体气相成分激光拉曼光谱分析(mole %)

Table 2 Laser Raman Spectrographic analyses of fluid inclusions of Au deposits in the Erguna ore belt (mole %)

矿床及样号	包体类型	H_2O	CO_2	CH_4	H_2S	CO	N_2	C_6H_6	C_2H_4	C_2H_6	C_3H_8	CO_2/H_2O
	Ⅰ型	75	22	0.5			3					0.3
老沟	Ⅰ型	79	18	0.6		0.2	2				0.3	0.2
Hj_1L_{3-1}	Ⅰ型	90	6	0.6			3	0.2	0.3		0.1	0.1
	Ⅰ型	54	37	0.7		0.5	7			0.2		0.7
	Ⅰ型	46	38	2.1	3.1		10					0.8
小伊诺盖沟	Ⅲ型	6	92	0.2	0.2		2					15.3
3-3	Ⅲ型	7	92	0.2	0.3		1					13.1
	Ⅲ型	3	94	0.4	0.3		1			0.2		31.3
	Ⅰ型	2	96				1		0.2	0.1		48.0
小伊诺盖沟	Ⅲ型	3	95		0.2		2	0.3		0.2		31.7
Dj_7X_{4B}	Ⅲ型	1	98		0.3	0.1	1			0.1		98.0
	Ⅲ型	9	79	1.0			10					8.8

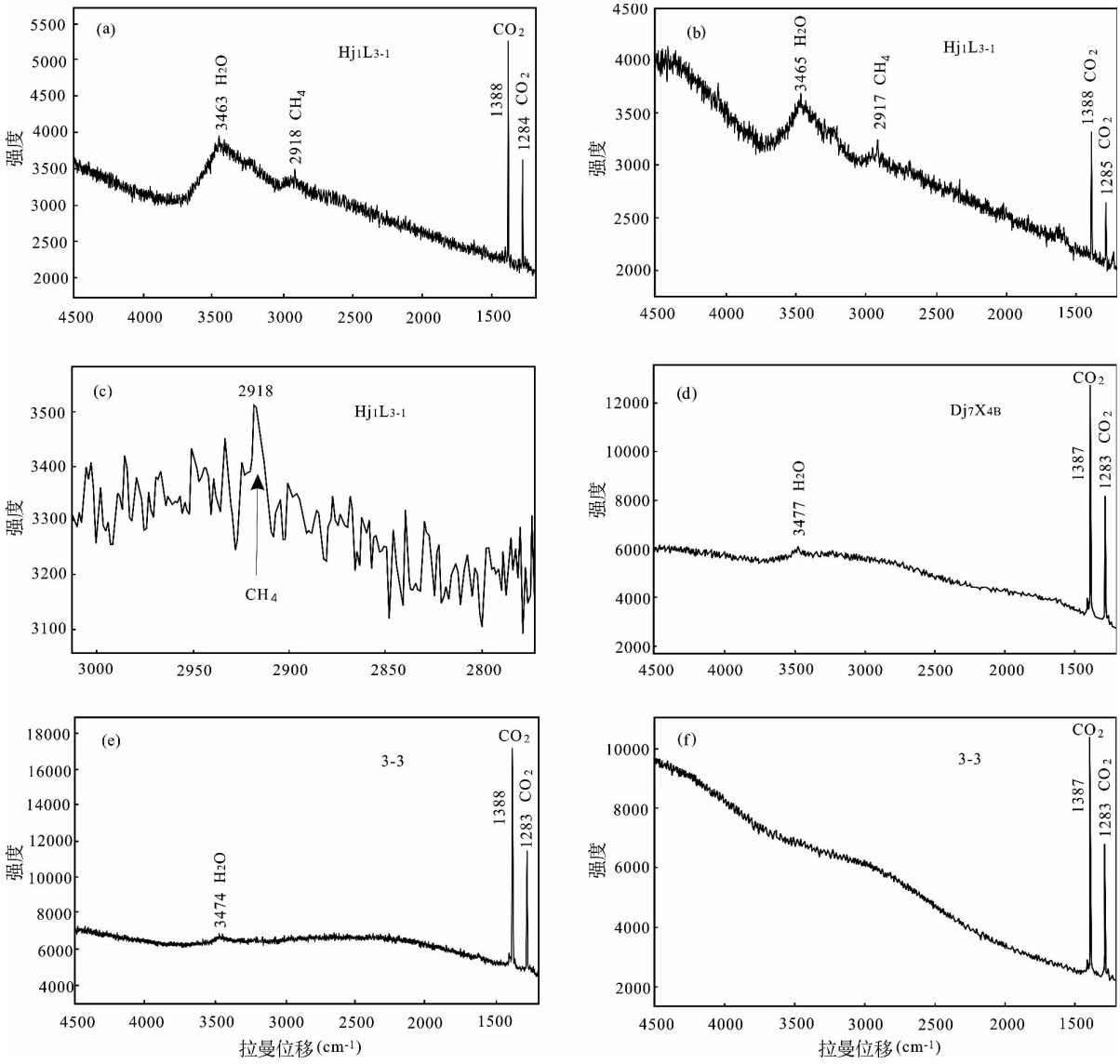

图 7 老沟金矿(a、b 和 c)和小伊诺盖沟金矿(d、e 和 f)流体包裹体的激光拉曼图谱

Fig. 7 Laser Raman Spectra of fluid inclusions of the Laogou (a, b and c) and Xiaoyinuogaigou (d, e and f) gold deposits

$C_2H_4 \pm C_6H_6 \pm CO$ 体系。激光拉曼图谱中出现较明显的 H_2O 峰(图 7a, 3463 峰; 图 7b,3465 峰)和明显的 CO_2 峰(图 7a,1388 峰和 1284 峰; 图 7b,1388 峰和 1285 峰),同时出现弱的 CH_4 峰(图 7a,2918 峰; 图 7b,2917 峰; 图 7c,2918 峰)。上述结果表明,相当多的有机质提供了部分流体,指示流体可能来自沉积物变质脱水、脱气作用。

表 2 显示,小伊诺盖沟金矿Ⅰ型和Ⅲ型包裹体气相成分均以 CO_2 为主,个别Ⅰ型包裹体的气相成分中 H_2O 的含量较高,普遍含少量的 N_2,并常见微量的 H_2S 和 CH_4,亦属 H_2O-CO_2-$N_2 \pm CH_4 \pm H_2S$ 体系,即含氮和硫的碳水流体。同样,C_2H_6、C_6H_6、C_2H_4 和 CO 等气体时有出现,但含量很低,构成 CO_2-H_2O-$N_2 \pm H_2S \pm CH_4 \pm C_2H_6 \pm C_6H_6 \pm C_2H_4 \pm CO$ 体系,表明有机质是不可缺少的流体来源,预示着含有机质的沉积物变质脱水是重要的流体来源方式。激光拉曼图谱中出现强烈的 1387 峰和 1283 峰(图 7d,7f)及 1388 峰和 1283 峰(图 7e),一些包裹体的激光拉曼图谱中亦出现微弱的 3477 峰(图 7d)和 3474 峰(图 7e)。表明小伊诺盖沟金矿成矿流体的气相成分以 CO_2 为主,以 H_2O 为次。

总之,激光拉曼光谱分析表明,老沟金矿和小伊诺盖沟金矿成矿流体系统为 CO_2-H_2O-$N_2 \pm H_2S \pm CH_4 \pm$ 有机碳氢化合物 $\pm$ CO,显示含有机质的沉积物参与了成矿作用,成矿流体应主要来自富含有机质的沉积物,而不可能主要来自缺乏有机质的地幔或岩浆。

6 讨论

6.1 流体的不混溶性

老沟和小伊诺盖沟金矿含金石英脉中同时存在Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ型原生流体包裹体,且成群共生产于同一石英颗粒中,表明其捕获时成矿流体处于一种不均匀状态(Shepherd *et al.*, 1985)。产生这种现象的原因可能有两种: 一是 NaCl-H_2O 与 CO_2 两种不同流体的混合作用; 二是原来均一的 NaCl-H_2O-CO_2 流体发生的不混溶作用(张文淮等,1996)。对于前者,由 NaCl-H_2O 与 CO_2 两种不同流体混合而形成的各类包裹体,其盐度值应存在较大的波动范围(代军治等,2006),这与本区包裹体实际情况不符。前已述及,老沟和小伊诺盖沟金矿各类包裹体盐度变化范围很小(主要介于 5.1% ~8.5% NaCl eqv); 而且小伊诺盖沟金矿Ⅰ型包裹体盐度(主要介于 8.0% ~8.5% NaCl eqv 之间)高于Ⅱ型包裹体盐度(主要介于 5.1% ~8.0% NaCl eqv 之间)。造成这种现象的原因,正是由于不混溶作用而从原始均一的 NaCl-H_2O-CO_2 流体中分离出富 CO_2 流体,使Ⅰ型包裹体的盐度略有增高的结果。老沟和小伊诺盖沟金矿Ⅰ型包裹体均一温度普遍低于Ⅱ型包裹体,Robert and Kelly (1987)、Tbrahim and Kyser (1991)等研究认为,这种现象是由于压力波动导致连续多次不混溶作用的结果。张文淮等(1996)认为,原始成矿流体由"韧性、压性"裂隙系统进入"张性"断裂系统,引起压力的突然释放,常常造成流体"减压沸腾",导致单一流体不混溶成矿。因此,压力波动导致连续多次不混溶作用可能是老沟和小伊诺盖沟金矿形成的重要原因。

6.2 矿床成因类型

老沟和小伊诺盖沟金矿均是 20 世纪 90 年代中期发现的矿床,地质研究程度薄弱,矿床成因类型争议较大。权恒等(1998)考虑到砂宝斯和老沟金矿赋矿岩石为中生代陆相碎屑岩,而这种类型的金矿在大兴安岭地区还是首次发现,并与得尔布干成矿带内发育的浅成低温热液型金矿床存在明显的区别,将其称作"新类型"金矿; 齐金忠等(2000)从赋矿围岩类型出发,将产于上黑龙江盆地西部的砂宝斯、老沟等金矿定名为蚀变砂岩型金矿; 张炯飞等(1999)、董树义等(2004)考虑到小伊诺盖沟金矿床受额尔古纳河韧性剪切带控制,认为该矿床为韧性剪切带型或后韧性剪切带型金矿床。

前人研究结果表明(Groves *et al.*, 1998; Kerrich *et al.*, 2000; Hagemann and Cassidy, 2000; Goldfarb *et al.*, 2001; Chen *et al.*, 2004, 2005a, 2006; 陈衍景等,2004,2006,2007; 张静等,2006),造山型金矿为断裂构造(剪切带或压扭性构造)控制的脉状矿床,网脉定向排列; 矿脉侧向蚀变分带明显,矿物组合简单,多阶段(常为 3 阶段)矿化; 成矿流体为变质成因的低盐度(<10% NaCl eqv)、富 CO_2(>5% ~30% mole)流体; 成矿系统常发育在赋矿地体峰期变质之后,成矿深度范围很大(2 ~20km),可进一步区分为浅成(<6km)、中成(6 ~12km)和深成(>12km)。

在地质特征上,老沟和小伊诺盖沟金矿与造山型金矿基本一致,具体表现为: 老沟金矿赋存于洛古河-二根河韧性剪切带的次级构造中,即南北向、北东向和北西向张扭性断裂中(武广等,2006),小伊诺盖沟金矿受控于额尔古纳河韧性剪切带的次级断裂构造(张炯飞等,1999); 两矿床的矿体严格受断裂构造控制,对围岩没有选择性,赋矿围岩有中生代陆相砂岩(老沟金矿)、中生代花岗斑岩和下寒武统额尔古纳河组浅变质碎屑岩(小伊诺盖沟金矿); 矿石中硫化物较少,含量一般 <3%,且以黄铁矿为主; 脉石矿物以石英占绝对优势,并构成石英脉。

流体包裹体研究表明,老沟和小伊诺盖沟金矿床成矿流体具有较低盐度(2.06 ~8.54% NaCl eqv)、中等温度(平均 295℃)、富含 CO_2 的特征,与造山型金矿(Fan *et al.*, 2000; 范宏瑞等,2003; Hagemann and Luders, 2003; 陈华勇等,2004,2007; 张静等,2006)、银矿(陈衍景等,2003; 张静等,2004; 祁进平等,2007)、铜矿(李文博等,2007)等流体特征相似。因此,将其归属为造山型金矿床。

6.3 构造背景和成矿模式

野外观察表明,老沟和小伊诺盖沟金矿分别受切穿中侏罗世赋矿地层和早侏罗世斑状中粒花岗岩(185.38 ±2.33Ma)的剪切带控制,说明成矿作用晚于中侏罗世,因此,成矿无法

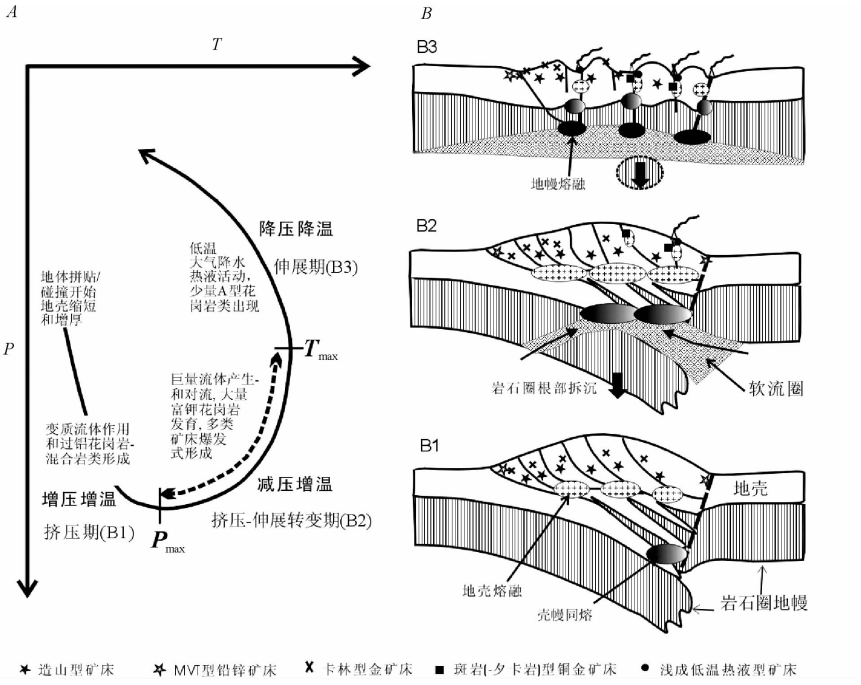

图 8 碰撞造山体制的岩浆、流体与成矿作用示意图（引自陈衍景等,2004）

图 A 示意碰撞造山过程 *P-T-t* 轨迹,可分为挤压、转换和伸展等 3 种不同的动力学阶段。图 B 显示碰撞过程或 A 型俯冲体制的构造-岩浆-成矿作用,B_1、B_2 和 B_3 分别对应于挤压、转换和伸展 3 个阶段

Fig. 8 The tectonic model for collisional magmatism, metallogeny and fluid flow (from Chen *et al.*, 2004)

与古亚洲洋的俯冲和闭合后的碰撞造山相联系。鉴于额尔古纳地块毗邻蒙古-鄂霍茨克缝合带,而蒙古-鄂霍茨克洋盆在早中生代自西向东闭合,洋盆闭合后的陆陆碰撞造山作用应自西向东始于三叠纪—早侏罗世,即中侏罗世及其以后的一定时期应属陆陆碰撞造山环境。如此以来,成矿时间不早于中侏罗世的老沟和小伊诺盖沟金矿只能形成于蒙古-鄂霍茨克陆陆碰撞造山环境。

陈衍景(1996,2006)、Chen(1998)和 Chen *et al.* (2000, 2004, 2005b, 2007)通过分析碰撞造山带演化的 *P-T-t* 轨迹和地质事件发生的系列(如岩浆岩演化),认为一个完整的陆陆碰撞造山过程应包括早期挤压(以逆掩推覆为特征)、中期挤压向伸展转变(以走滑为特征)和晚期伸展(以断陷盆地发育为标志)等 3 个阶段,基此提出了阐释陆陆碰撞体制成岩、成矿与流体作用的 3 阶段模式,即 CMF 模式。

该模式可以较好地解释老沟、小伊诺盖沟矿床和蒙古-鄂霍茨克造山带其它相关矿床、岩浆的形成(图 8)。晚古生代—早中生代期间,蒙古-鄂霍茨克洋自西向东剪刀式闭合,导致该洋盆南侧的中蒙古/额尔古纳-中朝大陆与北部的西伯利亚大陆碰撞,形成蒙古-鄂霍茨克造山带(Zhao *et al.*, 1990; Zorin, 1999; Parfenov *et al.*, 2001; 李锦轶等,2004)。在额尔古纳地块西北部,碰撞发生于中侏罗世末期—晚侏罗世早期(Meng, 2003; 李锦轶等,2004),形成了漠河推覆构造和大量的倾向北的逆冲断层,使泥盆系灰岩推覆到中侏罗统陆相碎屑岩之上,并造成了上黑龙江前陆盆地沉积物褶皱,地壳缩短、增厚(图 8B1)。晚侏罗世晚期—早白垩世早期,研究区处于挤压-伸展转换环境(祁进平等, 2005; 李诺等, 2007),使早期断裂发生左行走滑剪切作用,致使处于蒙古-鄂霍茨克缝合带南侧的额尔古纳-中朝板块向东逃逸(李锦轶等,2004),并形成壳-幔混源的Ⅰ型花岗岩类,伴随着断裂的左行韧性走滑剪切和岩浆活动,发育广泛的流体对流,深部流体和浅层的大气降水混合,形成了以中成、中温为主的造山型金矿(武广等,2006),如上黑龙江地区的砂宝斯、老沟金矿和额尔古纳隆起区的小伊诺盖沟金矿等(图 8B2)。早白垩世中期,挤压和碰撞隆升停止,高原崩塌,逆冲断层转变为低角度正断层,挤压背景转为伸展机制,广泛发育裂谷断陷盆地和变质核杂岩,伴随碱性玄武岩和流纹岩的双峰式火山喷发,形成巴列依浅成低温热液型金矿(图 8B3; Zorin, 1999; Zorin *et al.*, 2001)。

7 结论

(1) 老沟金矿和小伊诺盖沟金矿均为断裂构造控制的脉状金矿床,其含金石英脉中的流体包裹体有气液两相、含 CO_2 三相和纯 CO_2 等 3 类包裹体,包裹体气相成分以 H_2O-CO_2-N_2 ± H_2S ± CH_4 ± 多碳有机气体为特征,成矿流体盐度分别为 5.55% ~ 7.15% NaCl eqv 和 2.06% ~ 8.54% NaCl eqv,总体属于沉积物变质脱水而形成的低盐度流体。两个矿床的流体包裹体均一温度平均值均为 295℃,属中温;估

算平均成矿深度分别为 7km 和 8km,属中等深度。因此,两矿床均应为造山型金矿。

(2) 老沟和小伊诺盖沟金矿位于额尔古纳地块西北部,额尔古纳地块毗邻蒙古-鄂霍茨克缝合带,矿床定位于中侏罗世地层或走滑剪切带,成矿时间滞后于古亚洲洋的俯冲闭合及闭合后的碰撞造山作用,也滞后于蒙古-鄂霍茨克洋的俯冲消减,因此成矿构造背景应为蒙古-鄂霍茨克洋闭合的陆陆碰撞造山环境,其具体成因适合于陆陆碰撞体制成岩成矿与流体作用模式解释。

致谢 包裹体测试过程中得到沈阳地质矿产研究所李之彤研究员和李广远副研究员的大力帮助;论文撰写期间与北京大学陈衍景教授进行了多次讨论,对笔者很有启发;审稿人对本文做了认真审阅,并提出了详细的修改意见。在此一并致以诚挚的感谢。

References

Bodnar RJ. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and *PVTX* properties of inclusion fluids. Econ. Geol., 78: 535 – 542

Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solution. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 683 – 684

Bozzo AT, Chen JR and Barduhn AJ. 1973. The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide. In: Delyannis A and Delyannis E (ed). Fourth International Symposium on Fresh Water the Sea. Volume 3, 437 – 451

Brown PE and Lamb WM. 1989. *P-V-t* properties of fluids in the system H_2O-CO_2-NaCl: New graphic presentations and implications for fluid inclusion studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 1209 – 1221

Bureau of Geology and Mineral Resources of Nei Mongol Autonomous Region. 1991. Regional Geology of Nei Mongol (Inner Mongolia) Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House. 7 – 498 (in Chinese with English abstract)

Bureau of Geology and Mineral Resources of Heilongjiang Province. 1993. Regional Geology of Heilongjiang Province. Beijing: Geological Publishing House, 5 – 438 (in Chinese with English abstract)

Burke EAJ. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions. Lithos, 55: 139 – 158

Chen HY, Chen YJ, Ni P and Zhang ZJ. 2004. Fluid inclusion study of the Sawayardun Au deposit in southern Tianshan, China: Implication for ore genesis and exploration. Journal of Mineralogy and Petrology, 24(3): 46 – 54 (in Chinese with English abstract)

Chen HY, Chen YJ, Ni P and Zhang ZJ. 2007. Chemical composition of fluid inclusions of the Sawayardun gold deposit, Xinjiang: Implications for ore genrsis and prediction. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2189 – 2197 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ. 1996. Fluidization model for intracontinental collision and its metallogenic significance: Theoretical inference and evidences from gold deposits in eastern Qinling Mountains. Earth Science Frontiers, 3(3 ~ 4): 282 – 289 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ. 1998. Fluidization model for continental collision in special reference to study on oreforming fluid of gold deposits in the eastern Qinling Mountains, China. Progress in Natural Sciences, 8(4): 385 – 393

Chen YJ, Li C, Zhang J, Li Z and Wang HH. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. Science in China Series D, 43(Supp.): 82 – 94

Chen YJ, Sui YH and Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen. Acta Petrologica Sinica, 19(3): 551 – 568 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. Mineralium Deposita, 39: 560 – 575

Chen YJ, Pirajno F, Lai Y and Li C. 2004. Metallogenc time and tectonic setting of the Jiaodong gold province, eastern China. Acta Petrologica Sinica, 20(4): 907 – 922 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2005a. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, in the Jiaodong province, eastern China. International Geology Review, 47: 530 – 549

Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2005b. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis. Acta Geologica Sinica, 79: 106 – 119

Chen YJ, Pirajno F, Qi JP, Li J and Wang HH. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shanggong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China. Resource Geology, 56(2): 99 – 116

Chen YJ, Lai Y and Li WB. 2006. Ore deposit: An ideal probe to insight into continental geodynamics. In: Chen J (ed). Progresses in Geology and Geochemistry, Nanjing: Nanjing University Press, 279 – 284 (in Chinese)

Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. Ore Geology Review, 31: 139 – 169

Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. Geology in China, 33(6): 1181 – 1196 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2085 – 2108 (in Chinese with English abstract)

Collins PLF. 1979. Gas hydrates in CO_2-bearing fluid inclusions and use freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol., 74: 1435 – 1444

Cox SF. 1995. Faulting processes at high fluid pressure: An example of fault valve behavior from Wattle Gully fault, Victoria, Australia. Jour. Geophys. Res., 100: 12841 – 12859

Dai JZ, Wang KY, Mao JW and Yang YC. 2006. Fluid inclusions in the Gaojiapuzi silver deposit, Liaoning Province. Acta Geologica Sinica, 80(7): 1055 – 1064 (in Chinese with English abstract)

Dong SY, Zhong KH, Tang JX, Gao DZ, He HY and Jia W. 2004. Xiaoyinuogaigou gold deposit, Inner Mongolia, northeast China: A post-ductile-shear type deposit. Journal of Mineralogy and Petrology, 24(2): 46 – 52 (in Chinese with English abstract)

Duan RY, Yang F, Li LY and Cui HW. 1990. Geology of Gold Deposits in Neighbouring Countries and Prospect of Gold Deposits in China. Beijing: Geological Publishing House. 41 – 81 (in Chinese with English abstract)

Fan HR, Xie YH, Zhao R and Wang YL. 2000. Dual origins of Xiaoqinling gold-bearing quarts veins: Fluid inclusion evidence. Chinese Science Bulletin, 45(15): 1424 – 1430

Fan HR, Xie YH, Zhai MG and Jin CW. 2003. A three stage fluid flow model for Xiaoqinling lode gold metallogenesis in the Henan and Shanxi provinces, central China. Acta Petrologica Sinica, 19(2): 260 – 266 (in Chinese with English abstract)

Goldfarb RJ, Groves DI and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. Ore Geology Reviews, 18: 1 – 75

Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geol. Rev., 13 (1 – 5): 7 – 27

Hagemann SG and Cassidy KF. 2000. Archean orogenic lode Au

deposits. Rev. Econ. Geol., 13: 9 – 68
Hagemann SG and Luders V. 2003. *P-T-X* conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Conventional and infrared microthermometric constraints. Mineralium Deposita, 38: 936 – 952
Hao LB, Li DC, Lu ZC and Sun GS. 2001. Erguna River ductile shear zone and its relation to gold mineralization in Inner Mongolia. Gold, 22(3): 7 – 10 (in Chinese with English abstract)
Kerrich R, Goldfarb RJ, Groves DI, Garwin S and Jia YF. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science in China Series D, 43(Supp.): 1 – 68
Li CY, Wang Q, Liu XY and Tang YQ. 1982. Explanatory Notes to the Tectonic Map of Asia. Beijing: Cartographic Publishing House, 1 – 49
Li CZ. 1999. Metallogenic series of the Erguna polymetallic ore belt and its metallogenic conditions. Geological Exploration for Non-ferrous Metals, 8(6): 329 – 332 (in Chinese with English abstract)
Li JY. 1998. Some new ideas on tectonics of NE China and its neighboring areas. Geological Review, 44(4): 339 – 347 (in Chinese with English abstract)
Li JY, Mo SG, He ZJ, Sun GH and Chen W. 2004. The timing of crustal sinistral strike-slip movement in the northern Great Khing'an ranges and its constraint on reconstruction of the crustal tectonic evolution of NE China and adjacent areas since the Mesozoic. Earth Science Frontiers, 11(3): 157 – 167 (in Chinese with English abstract)
Li N, Chen Y J, Lai Y and Li WB. 2007. Fluid inclusion study of the Wunugetushan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2177 – 2188 (in Chinese with English abstract)
Li WB, Lai Y, Sun XW and Wang BG. 2007. Fluid inclusion study of the Bainaimiao Cu-Au deposit in Inner Mongolia, China. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2165 – 2176 (in Chinese with English abstract)
Liu B and Duan GX. 1987. The density and isochoric formulae for NaCl-H_2O fluid inclusions (salinity ≤25%) and their applications. Acta Mineralogica Sinica, 7(4): 345 – 352 (in Chinese with English abstract)
Liu B and Shen K. 1999. Thermogynamics of Fluid Inclusion. Beijing: Geological Publishing House. 1 – 290 (in Chinese with English abstract)
Lü YJ, Ma DM and Jin HT. 1992. Distribution Regularity and Ore-Searching Direction of Gold Placers in China. Beijing: Geological Publishing House. 1 – 6 (in Chinese with English abstract)
Meng QR. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? Tectonophysics, 369: 155 – 174
Parfenov LM, Popeko LI and Tomurtogoo O. 2001. Problems of tectonics of the Mongolia-Okhotsk orogenic belt. Geol. of Pac. Ocean, 16: 797 – 830
Potter RW Ⅱ, Clynne MA and Brown DL. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. Econ. Geol., 73: 284 – 285
Qi JP, Chen YJ and Pirajno F. 2005. Geological characteristics and tectonic setting of the epithermal deposits in the northeast China. Journal of Mineralogy and Petrology, 25(2): 47 – 59 (in Chinese with English abstract)
Qi JP, Chen YJ, Ni P, Lai Y, Ding JY, Song YW and Tang GJ. 2007. Fluid inclusion constraints on the origin of the Lengshuibeigou Pb-Zn-Ag deposit, He'nan province. Acta Petrologica Sinica, 23(9): 2119 – 2130 (in Chinese with English abstract)
Qi JZ, Li L and Guo XD. 2000. Geological characteristics of the Shabaosi altered sandstone type gold deposit in North Da Xinggan Mountains. Mineral Deposits, 19(2): 116 – 125 (in Chinese with English abstract)
Quan H, Wu G and Zhang JF. 1998. A new gold deposit type and its resource prospective in Derbugan metallogenic belt. Journal of Precious Metallic Geology, 7(4): 302 – 303 (in Chinese)
Ren JS, Wang ZX and Chen BW. 1999. The Tectonics of China from A Global View: A Guide to the Tectonic Map of China and Adjacent Region. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 32 (in Chinese)
Robert F and Kelly WC. 1987. Ore-forming Fluid in Archean gold-bearing quartz vein at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Economic Geology, 82: 1464 – 1482
Shao JL. 1990. Prespecting Mineralogy of Gold Deposit. Beijing: China Univ. Geosci. Press, 1 – 150 (in Chinese with English abstract)
Shepherd TJ, Rankin AH and Alderton DHM. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie & Son Limited, 1 – 154
Sibson RH. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geol., 15: 701 – 704
Sibson RH, Robert F and Poulsen KH. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. Geol., 16: 551 – 555
Sibson RH. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. In: Parnell J (ed). Geological Society Special Publications. Volume 78, 69 – 84
Sorokin AA, Yarmolyuk VV, Kotov AB, Sorokin AP, Kudryashov NM and Li JY. 2004. Geochronology of Triassic-Jurassic granitoids in the southern framing of the Mongolia-Okhotsk foldbelt and the problem of early Mesozoic granite formation in central and eastern Asia. Doklady Earth Sciences, 399: 1091 – 1094
Sun FY, Jin W, Li BL and Peng XL. 2000. Considerations on the mineralizing depth of hydrothermal lode gold deposits. Jour. Changchun Univ. Sci. & Technol., 30 (Supp.): 27 – 30 (in Chinese with English abstract)
Tbrahim MS and Kyser TK. 1991. Fluid inclusion and isotope systematics of the high-*T* Proterozoic Star Lake Lode gold deposit, Northern Soskatchewan, Canada. Economic Geology, 86: 1468 – 1490
Wu G, Sun FY, Zhao CS, Li ZT, Zhao AL, Pang QB and Li GY. 2005. Discovery of the Early Paleozoic post-collisional granites in northern margin of the Erguna massif and its geological significance. Chinese Science Bulletin, 50(23): 2733 – 2743
Wu G, Sun FY, Zhu Q, Li ZT, Ding QF, Li GY, Pang QB and Wang HB. 2006. Geological characteristics and genesis of gold deposits in Upper Heilongjiang Basin. Mineral Deposits, 25(3): 215 – 230 (in Chinese with English abstract)
Xiao WJ, Windley BF, Hao J and Zhai MG. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. Tectonics, 22: 1069 – 1089
Xu GZ, Bian QT and Wang YF. 1998. Tectonic evolution and Metallization of the Erguna orogenic belt. Scientia Geological Sinica, 33(1): 84 – 92 (in Chinese with English abstract)
Zhang BL, Song CC, Chuny SJ and Zhang AX. 1996. A tentative study on the relation of gold placers and gold deposits, and ore-searching direction of gold deposits, in the northern parts of Da Hinggan and Xiao Hinggan Mountains, northeastern China. Geology-Geochemistry, (1): 1 – 5 (in Chinese)
Zhang J, Chen YJ, Li GP, Li ZL and Wang ZG. 2004. Characteristics of ore geology and fluid inclusion of the Yindonggou silver deposit, Neixiang county, Henan province: Implication for metallogenic type. Journal of Mineralogy and Petrology, 24(3): 55 – 64 (in Chinese with English abstract)
Zhang J, Chen YJ, Chen HY, Wan SQ, Zhang G and Wang JM. 2006. Isotope geochemistry of the Yindongpo gold deposit, Tongbai County, Henan Province, China. Acta Petrologica Sinica, 22(10): 2551 – 2560 (in Chinese with English abstract)
Zhang JF, Quan H and Zhu HC. 1999. Geological characteristics of Xiaoyinuogaigou gold deposit in Inner Mongolia. Journal of Precious Metallic Geology, 8(3): 129 – 135 (in Chinese with English abstract)
Zhang WH, Zhang ZJ and Wu G. 1996. Ore-forming fluid and mineralization mechanism. Earth Science Fronttiers, 3(3 – 4): 245 – 252 (in Chinese with English abstract)
Zhao CS and Wu G. 2002. Epithermal deposits in Manzhouli area, Inner Mongolia. Geology and Resources, 11(2): 96 – 103 (in Chinese

with English abstract)
Zhao X, Coe RS, Zhou YX, Wu HR and Wang J. 1990. New paleomagnetic results from Northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. Tectonophysics, 181: 43 – 81
Zhu HC, Zhang JF and Quan H. 2000. Geological characteristics of Xiajibaogou gold deposit. Journal of Precious Metallic Geology, 9 (2): 65 – 72 (in Chinese with English abstract)
Zorin Yu A, Belichenko VG, Turutanov E Kh, Mazukabzov AM, Sklyarov EV and Mordvinova VV. 1995. The East Siberia transect. International Geology Review, 37: 154 – 175
Zorin Yu A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics, 306: 33 – 56
Zorin Yu A, Zorina Lidia D, Spiridonov AM and Rutshtein IG. 2001. Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Trans-Baikal (Chita Region, Russia). Ore Geology Reviews, 17: 215 – 232

附中文参考文献

陈华勇, 陈衍景, 倪培, 张增杰. 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. 矿物岩石, 24(3): 46 – 54
陈华勇, 陈衍景, 倪培, 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. 1996. 碰撞造山体制的流体演化模式: 理论推导和东秦岭金矿床氧同位素证据. 地学前缘, 3(3 ~ 4): 282 – 289
陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. CMF 模式的排他性证据和造山型银矿的实例: 铁炉坪银矿同位素地球化学. 岩石学报, 19(3): 551 – 568
陈衍景, Pirajno F, 赖勇, 李超. 2004. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造环境. 岩石学报, 20(4): 907 – 922
陈衍景, 赖勇, 李文博. 2006. 矿床是大陆动力学研究的理想探针. 见: 陈骏主编. 地质与地球化学研究进展. 南京: 南京大学出版社, 279 – 284
陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 33 (5): 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
代军治, 王可勇, 毛景文, 杨言辰. 2006. 辽宁高家堡子银矿床流体包裹体研究. 地质学报, 80(7): 1055 – 1064
董树义, 钟康惠, 唐菊兴, 高德柱, 贺宏云, 贾文. 2004. 内蒙小伊诺盖沟金矿: 后韧性剪切型金矿. 矿物岩石, 24(2): 46 – 52
段瑞焱, 杨方, 李兰英, 崔惠文. 1990. 周边国家金矿地质与我国金矿展望. 北京: 地质出版社, 41 – 81
范宏瑞, 谢奕汉, 翟明国, 金成伟. 2003. 豫陕小秦岭脉状金矿床三期流体运移成矿作用. 岩石学报, 19(2): 260 – 266
郝立波, 李殿超, 吕志成, 孙国胜. 2001. 内蒙古额尔古纳河韧性剪切带与金矿化. 黄金, 22 (3): 7 – 10
黑龙江省地质矿产局. 1993. 黑龙江省区域地质志. 北京: 地质出版社, 5 – 438
李长珠. 1999. 额尔古纳成矿带金铜多金属矿成矿条件和成矿系列. 有色金属矿产与勘查, 8(6): 329 – 332
李锦轶. 1998. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识. 地质论评, 44 (4): 339 – 347
李锦轶, 莫申国, 和政军, 孙桂华, 陈文. 2004. 大兴安岭北段地壳左行走滑运动的时代及其对中国东北及邻区中生代以来地壳构造演化重建的制约. 地学前缘, 11(3): 157 – 167
李诺, 陈衍景, 赖勇, 李文博. 2007. 内蒙古乌努格土山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23 (9): 2177 – 2188
李文博, 赖勇, 孙希文, 王保国. 2007. 内蒙古白乃庙铜金矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9): 2165 – 2176
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, 1 – 290
吕英杰, 马大明, 金洪涛. 1992. 中国砂金矿的分布规律及其找矿方向. 北京: 地质出版社, 1 – 6
内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 7 – 498
祁进平, 陈衍景, Pirajno F. 2005. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景. 矿物岩石, 25(2): 47 – 59
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
齐金忠, 李莉, 郭晓东. 2000. 大兴安岭北部砂宝斯蚀变砂岩型金矿地质特征. 矿床地质, 19(2): 116 – 125
权恒, 武广, 张炯飞. 1998. 得尔布干成矿带新类型金矿及资源潜力. 贵金属地质, 7 (4): 302 – 303
邵洁连. 1990. 金矿找矿矿物学. 北京: 中国地质大学出版社, 1 – 158
孙丰月, 金巍, 李碧乐, 彭晓蕾. 2000. 关于脉状热液金矿床成矿深度的思考. 长春科技大学学报, 30 (增刊): 27 – 30
武广, 孙丰月, 赵财胜, 李之彤, 赵爱琳, 庞庆帮, 李广远. 2005. 额尔古纳地块北缘早古生代后碰撞花岗岩的发现及其地质意义. 科学通报, 50 (20): 2278 – 2288
武广, 孙丰月, 朱群, 李之彤, 丁清峰, 李广远, 庞庆帮, 王宏博. 2006. 上黑龙江盆地金矿床地质特征及成因探讨. 矿床地质, 25 (3): 215 – 230
徐贵忠, 边千韬, 王艺芬. 1998. 额尔古纳造山带构造演化与成矿作用. 地质科学, 33 (1): 84 – 92
张宝林, 宋长春, 淳于树菊, 张爱新. 1996. 大、小兴安岭北部砂金岩金相互关系及岩金找矿方向的初步研究. 地质地球化学, (1): 1 – 5
张静, 陈衍景, 李国平, 李忠烈, 王志光. 2004. 河南内乡县银洞沟银矿地质和流体包裹体特征及成因类型. 矿物岩石, 24(3): 55 – 64
张静, 陈衍景, 陈华勇, 万守全, 张冠, 王建明. 2006. 河南省桐柏县银洞坡金矿床同位素地球化学. 岩石学报, 22(10): 2551 – 2560
张炯飞, 权恒, 祝洪臣. 1999. 小伊诺盖沟金矿特征. 贵金属地质, 8 (3): 129 – 135
张文淮, 张志坚, 伍刚. 1996. 成矿流体及成矿机制. 地学前缘, 3 (3 – 4): 245 – 252
赵财胜, 武广. 2002. 满洲里地区的浅成低温热液矿床. 地质与资源, 11 (2): 96 – 103
祝洪臣, 张炯飞, 权恒. 2000. 下吉宝沟金矿的发现及其地质特征. 贵金属地质, 9 (2): 65 – 72