新疆卡拉麦里地区金成矿流体和 O、H、S 同位素地球化学特征

徐 斌[1,2], 路彦明[3], 顾雪祥[1], 章文忠[4]

1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083
2. 武警黄金第一总队, 黑龙江 哈尔滨 150086
3. 武警黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000
4. 武警黄金第八支队, 新疆 乌鲁木齐 830057

Xu Bin[1,2], Lu Yanming[3], Gu Xuexiang[1], Zhang Wenzhong[4]

1. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing* 100083, *China*
2. *No. 1 General Gold Geological Party of Chinese People's Armed Police Force, Harbin* 150086, *China*
3. *Gold Geological Institute of Armed Police Force, Langfang* 065000, *China*
4. *No. 8 Gold Geological Party of Chinese People's Armed Police Force, Ürümqi* 830057, *China*

Xu Bin, Lu Yanming, Gu Xuexiang, et al. Characteristics of ore-forming fluids and O, H, S isotopic geochemistry of the gold deposits in the Kalamaili Area, Xinjiang, China. ***Earth Science Frontiers*****, 2010, 17(4): 227-240**

Abstract: The Kalamaili gold belt is located at the north margin of the Junggar Basin and includes the area to the south of Armantai- Beitashan. As an important gold and polymetallic ore belt in Xinjiang, it belongs to the Kalamaili- Moqinwula mineralization belt (IV-grade metallogenic belt) of the Kalamaili- Daerbute gold metallogenic belt (III-grade metallogenic belt). The study of fluid inclusions of the Shuangquan, Nanmingshui, Sujiquan and other gold deposits in the Kalamaili belt indicates that the ore-forming fluid during the major stage of mineralization was a C-O-H-N-S system, with medium to low temperature (200- 230 ℃) and low salinity (3.55%- 4.5%). The study of hydrogen and oxygen isotopes suggests that the ore-forming fluid of the Kubusu gold deposit was mainly derived from magmatic water, while metamorphic water dominated in the other gold deposits of the belt. Sulfur isotopic geochemistry indicates that the sulfur in the Shuangquan and Nanmingshui gold deposits was mainly from metamorphic wall rock, though partial sulfur may have been contributed by magma. In the Jinshangou and Liushuquan gold deposits, the sulfur was mainly derived from magma and the mineralization may have been associated with volcanic to subvolcanic activity.

Key words: fluid inclusions; hydrogen, oxygen and sulfur isotopes; ore-forming fluids; Kalamaili gold belt; Xinjiang

摘 要: 卡拉麦里金矿带位于准噶尔北缘和阿尔曼太至北塔山以南地区, 成矿带划分属卡拉麦里—达尔布特成矿带(II级成矿带)的卡拉麦里—莫钦乌拉成矿带(IV级成矿带), 是新疆重要的金多金属成矿带。对双泉、南明水、苏吉泉等金矿床流体包裹体, 氢、氧同位素和硫同位素研究表明, 主成矿期成矿温度一般在 200~ 230 ℃, 属中低温; 盐度(质量分数)一般为 3.55%~ 4.5%, 属低盐度; 成矿流体为 C-O-H-N-S 体系。除库布苏金

收稿日期: 2009- 12- 07; **修回日期:** 2010- 05- 10

基金项目: 国家重点基础研究发展计划"973"项目(2009CB421003-01); 国家自然科学基金项目(40930423); 长江学者和创新团队发展计划项目; 高等学校学科创新引智计划项目(B07011)

作者简介: 徐 斌(1966—), 男, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, 主要从事地质勘查及科研管理工作。E-mail: 931009x@sohu.com

矿床成矿流体主要为岩浆水外, 其他金矿床的成矿流体以变质水为主, 但也兼具有岩浆水、建造水和/或大气降水的特征。双泉、南明水金矿中的硫主要来自变质的围岩, 可能有部分深源岩浆硫的混入; 金山沟、柳树泉金矿床的硫同位素组成具有深源硫的特征, 成矿可能与火山、次火山活动有关。

关键词: 流体包裹体; 氢、氧、硫同位素; 成矿流体; 卡拉麦里金矿带; 新疆

中图分类号: P618.51; P597.2 **文献标志码**: A **文章编号**: 1005-2321(2010)04-0227-14

1 区域成矿地质背景

研究区位于西伯利亚板块与哈萨克斯坦—准噶尔板块的缝合带卡拉麦里—达尔布特蛇绿岩带东段强应变构造带内, 包括准噶尔盆地东北缘和阿尔曼太至北塔山一线以南的地区, 属于东准噶尔古生代造山带的一部分。前寒武纪以来经历了长期而复杂的构造运动, 晚古生代是该区最重要的板块碰撞、陆内造山运动时期, 伴随大规模强烈的碰撞造山, 发生了多种多样独具特色的金属成矿作用。

早古生代新疆北部的古亚洲洋完成了第一次开合旋回的演化后, 形成基本统一的陆壳。早泥盆世地壳开始下沉, 中泥盆世地壳迅速扩张, 海侵范围扩大, 达到极盛时期。形成的准噶尔洋槽是由一系列微型陆块和小洋盆组成的复杂古构造格局[1], 其中发育卡拉麦里蛇绿岩带和深海沉积建造组合。中泥盆世后期准噶尔洋壳开始消减, 海槽基本闭合, 沉积卡拉麦里组(D_2k)浅海相碎屑岩。晚泥盆世准噶尔北部进入陆表海或陆相沉积环境, 沉积塔木岗组(D_3t)滨海相砂岩、砂砾岩、砾岩等碎屑岩。从塔尔巴哈台山南北缘至东准噶尔北塔山一带形成以中酸性为主的大陆边缘火山岩带。在泥盆纪准噶尔洋闭合消亡的同时, 在岛弧带上除大量火山岩喷发沉积外, 还伴随有造山早期的花岗岩侵入。在卡拉麦里岛弧带内的众多基性-超基性岩沿构造侵位, 并与周围辉绿岩、枕状玄武岩、放射虫硅质岩等构成非序型蛇绿岩套[2]。早石炭世早期, 新疆大部分地区继承晚泥盆世的挤压隆起状态, 只在准噶尔北部有残余陆表海的沉积, 形成南明水组(C_1n)浅海相碎屑岩及火山碎屑岩。早石炭世中期, 海侵范围迅速扩大, 整个新疆被海水淹没, 形成一套浅海相碎屑岩和碳酸盐岩超覆于不同时代的老地层之上。早石炭世晚期, 阿尔泰和准噶尔北部全面褶皱隆起, 海水大规模退出, 特别是巴塔玛依内山组(C_1b)的陆相火山岩出现, 广泛发育基性-中基性-酸性火山熔岩及火山碎屑岩, 形成火山喷发-沉积型矿床, 如哈图—清水一带的玄武岩金矿化[1], 并伴随发生大规模造山期的岩浆侵入活动。中石炭世以后, 在准噶尔北部只在布尔津和额尔齐斯挤压带上还有残留海, 沉积了浅海相火山岩和碎屑岩。晚石炭世末新疆大部分地区褶皱隆起, 海水大面积退出, 陆地面积迅速扩大。二叠纪处于大规模造山运动的末期, 形成火山磨拉石建造, 地壳由强烈活动逐渐转为稳定的过渡时期。

卡拉麦里强应变构造带西起金斯格库木南, 向东经清水、南明水、大加山之北延伸至莫钦乌拉山南侧, 走向北西, 出露长 300 km, 宽 10~30 km。该带形成于早古生代, 经历了早古生代的拉张、收缩及晚古生代闭合、焊接、碰撞造山过程, 具有明显继承活动性质。构造带由北向南依次分布晚古生代野马泉火山弧、卡拉麦里蛇绿混杂岩带、准噶尔陆块北缘和一系列不同级别的 NW 向断裂和褶皱。卡拉麦里强应变构造带(图 1)中断裂构造包括卡拉麦里深大断裂(F_2)(重力资料显示, 该断裂切过准噶尔上地幔隆起的最高部位, 即地壳最薄的部位, 为一岩石圈断裂[1])、清水—苏吉泉大断裂(F_1)等, 区域内构造形迹以韧性变形为主, 脆性断裂次之, 褶皱构造较发育。断裂对本区地层、侵入岩、矿产和构造起着重要控制作用, 是侵入岩侵位的主要通道, 与其有关的次一级断层和裂隙则构成其良好的赋存空间。清水—南明水褶皱束位于卡拉麦里深大断裂与清水—苏吉泉大断裂之间的狭长地带内, 由一蚀变破碎带组成。沿该带有大量的超基性岩脉、岩株分布, 双泉、南明水、清水等金矿即位于该构造带内。

东准噶尔陆相火山作用形成安山-英安质火山建造和中酸性次火山建造, 两类岩浆建造在形成时间上与金、铜成矿紧密联系, 岩浆建造均以金-铜-铁矿化组合为主, 证实了二者不可分割的成因联系[3]。侵入岩主要分布于卡拉麦里深断裂以北, 主要有辉长岩类、超基性岩类、钠铁闪石花岗岩、偏碱性的花岗岩、花岗斑岩类, 其中偏碱性的花岗岩侵入期为区内主要内生矿产形成时期之一。目前发现与斑状黑云母花岗岩密切相关的主要是伟晶岩型及与伟晶岩有关的钍、铀矿化异常, 同时与该期花岗岩类有关的

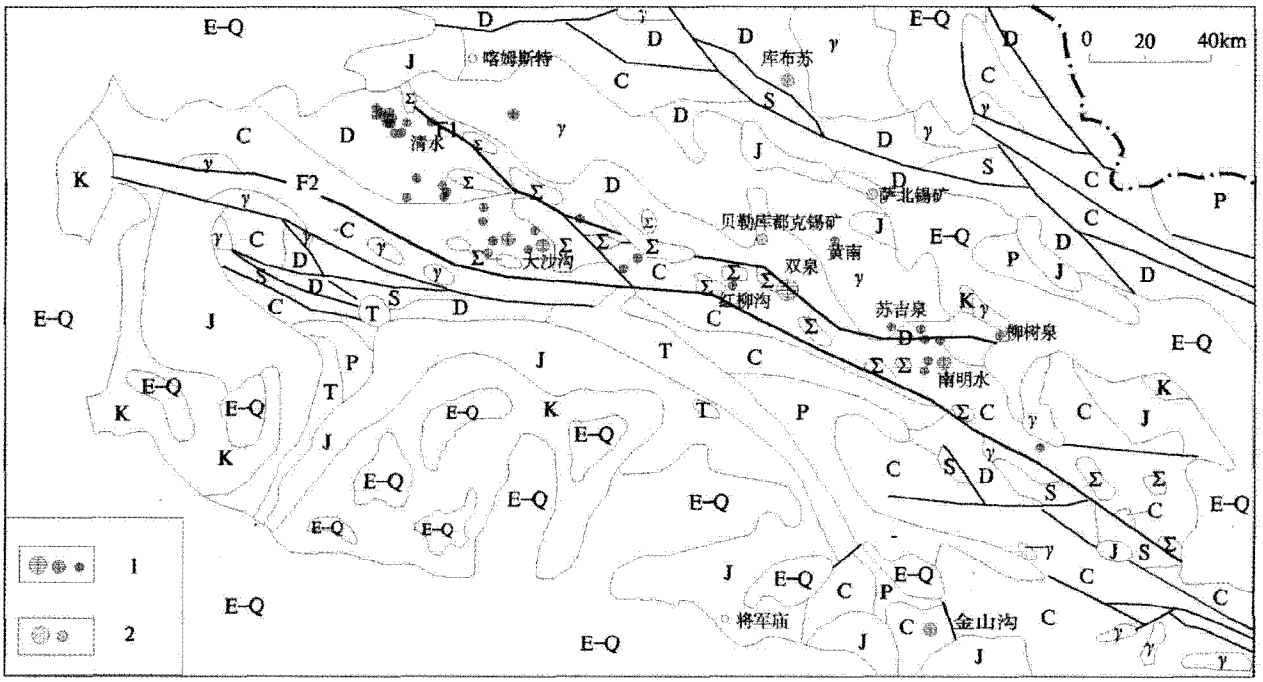


图 1 卡拉麦里地区区域地质简图

Fig. 1 Simplified regional geological map of the Kalamaili area

E—Q —新生界; K —白垩系; J —侏罗系; T —三叠系; P —二叠系; C —石炭系; D —泥盆系; S —志留系; γ —石炭纪花岗岩; Σ—石炭纪超镁铁质岩; 1—金矿床、矿(化)点; 2—锡矿床(点); F_1 —清水—苏吉泉大断裂; F_2 —卡拉麦里深大断裂。

还有少量含金石英脉和石英脉型锡矿。

2 矿床地质特征

卡拉麦里地区已发现有双泉、库布苏、苏吉泉东、南明水、清水、黄南等金矿床(点)(图 1)。代表性金矿床(点)的主要地质特征见表 1。

3 流体包裹体特征

在研究区的金矿床(点)采含金石英脉或含金蚀变带中石英细脉样品 15 件,进行流体包裹体的岩相学观察和气液比、均一温度、盐度、金含量、成分测定,结果见表 2~ 4 以及图 2~ 4。包裹体均一温度和冷冻温度测定在中国地质科学院矿产资源研究所完成,使用仪器为英国产 Linkam 冷热台,温度测试精度为 ±0.1 ℃。包裹体激光拉曼成分分析在西安地质矿产研究所实验测试中心完成,使用仪器为英国 Renshaw 公司 inVia 型 RAMANNOR-U 1000 激光拉曼光谱仪。石英脉金含量测试由武警黄金地质研究所完成,样品经高温灼烧后用 1∶1 王水加热溶解,泡塑振荡吸附,硫脲解脱,用 Z-5000 原子吸收分光光度计测定金含量,方法精密度为 2.3%。

3.1 包裹体岩相学及成分分析

对双泉矿区早期不含金石英脉,晚期含少量金的石英脉、富金石英脉的流体包裹体以及研究区其他金矿床成矿期流体包裹体的镜下观察(表 2、3,图 2)表明,石英中流体包裹体比较发育,多为随机分布的原生包裹体,少数为呈线性分布的次生包裹体。以气液两相包裹体为主,偶见含石盐子晶多相包裹体和富气相包裹体,未见纯液相包裹体。包裹体大小一般 1~ 16 μm,最大约 20 μm。气液比变化于 10%~ 40%,以 10%~ 20% 居多。双泉矿区由早期到晚期,石英中包裹体有气液比减小、体积略有变小的趋势,这可能与成矿温度由早到晚逐渐降低有关。样品测试选择大于 3 μm 的原生包裹体,以确保样品代表性。单个包裹体的激光拉曼分析(表 4,图 4)显示,包裹体成分多为 CO_2-H_2O-CH_4-N_2 体系,除 S013 样品的液相成分为纯 H_2O 外,其他样品的液相成分以 H_2O、CO_2 和 CH_4 为主,阴离子主要为 CO_3^{2-}、HCO_3^-;气相成分主要为 CO_2、CH_4、C_2H_4 和 N_2,个别样品含 CO、H_2S 和 C_6H_6。气相成分中 CO_2 与 CH_4、N_2、C_2H_4 具负相关性,CH_4 与 N_2 呈弱正相

表 1 卡拉麦里成矿带主要金矿床(点)地质特征一览表

Table 1 Geological characteristics of the main gold deposits in the Kalamaili metallogenic belt

矿床(点)名称	地层	构造	岩浆岩	变质作用	矿物成分	矿床类型	矿体规模及含矿性	矿床规模
双泉	C_1n	矿脉赋存于清水—苏吉泉断裂内	辉长岩、辉绿岩、辉石橄榄岩、碳酸盐岩等脉岩	动力变质作用。多形成强片理化、千枚岩化等 接触变质作用。碳酸盐化、绿泥石化、绢云母化等	矿石矿物有黄铁矿、褐铁矿、毒砂。脉石矿物有石英、长石、绢云母等	含金蚀变岩夹石英脉型	2号脉圈定一条矿体,长1 180 m,平均厚度4.55 m,平均金品位3.08×10^{-6}	大型
库布苏	C_2t	受库普深大断裂北侧的脆韧性次级断裂控制	闪长玢岩脉和石英钠长斑岩脉	动力变质作用。多形成片理化、糜棱岩化 接触变质作用。角岩化、碳酸盐化、绿泥石化、绢云母化等	矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、褐铁矿、毒砂、孔雀石。脉石矿物有石英、长石、绢云母、方解石等	破碎蚀变岩型	3号脉圈定3条矿体,矿体长40~200 m,平均厚度3.08 m,平均金品位3.16×10^{-6}	中型
苏吉泉东	D_2p、C_1n	卡拉麦里深大断裂与清水—苏吉泉大断裂之间	黑云母花岗闪长岩		矿石矿物有黄铁矿、褐铁矿、自然金等。脉石矿物主要为石英,少量长石、方解石等	石英脉型	区内发现4条金矿体,长320~550 m,平均厚度1.02~2.85 m,平均品位(2.45~13.18)×10^{-6}	小型
南明水	C_1n	受卡拉麦里深大断裂北侧次级张性断裂构造控制	辉石橄榄岩、碳酸盐岩等脉岩	静压型及动压型变质作用。岩石蚀变主要为千枚岩化、片理化等	矿石矿物有黄铁矿、褐铁矿、毒砂;脉石矿物有石英、长石、绢云母等	变质热液型	区内发现38条石英脉,其中19条为含金石英脉,平均金品位(4.12~24.19)×10^{-6}	中型
清水	C_1n	矿脉赋存于清水—苏吉泉断裂内	辉石橄榄岩、碳酸盐岩等脉岩	动力变质作用。多形成强片理化、千枚岩化 接触变质作用。碳酸盐化、绿泥石化、绢云母化、硅化及褐铁矿化等	矿石矿物有黄铁矿、褐铁矿、毒砂;脉石矿物有石英、长石、绢云母等	构造蚀变岩夹石英脉	石英脉中取样金品位为2.43×10^{-6}。在蚀变带中取2件样金品位为(1.99~2.03)×10^{-6}	小型
黄南	D_2p	受清水—苏吉泉断裂北侧次级张性断裂构造控制	钠铁闪石花岗岩		矿石矿物有黄铁矿、褐铁矿。脉石矿物有石英、长石、绢云母等	石英脉型	区内发现4条含金石英脉,规模均较小,金品位(2.21~6.18)×10^{-6}	小型
红柳沟6号矿点	C_1n	受卡拉麦里深大断裂北侧次级构造控制	辉长岩、辉石橄榄岩、碳酸岩等脉岩	静压型及动压型变质作用。岩石主要为千枚岩、千枚岩化的凝灰质岩石及千枚岩化的凝灰岩,有些已成片岩。岩石片理发育	矿石矿物为褐铁矿,脉石矿物为石英、长石、绢云母、绿帘石等	构造蚀变岩夹石英脉型	6号脉长2 500 m,宽5~10 m,矿化不连续,仅局部含金。其中CK01:平均金品位3.58×10^{-6};CK03:金品位1.17×10^{-6}	小型
柳树泉	C_1j	矿脉受北西向断裂及其北东向次级羽状断裂控制	玄武岩		矿石矿物有自然金、黄铜矿、少量白铁矿、赤铁矿、褐铁矿,偶见黄铜矿、闪锌矿,脉石矿物主要为石英	石英脉型	1,4,5,7,9号5条矿脉共圈出了7个工业矿体。金品位为(3.64~5.36)×10^{-6}	小型
大沙沟矿点	C_1j	受卡拉麦里深断裂的次级顺层压性断裂控制	辉石橄榄岩	静压型及动压型变质作用。岩石主要为千枚岩化的凝灰质岩石及千枚岩化的凝灰岩,有些已成片岩。岩石片理发育	矿石矿物主要为黄铁矿、褐铁矿,脉石矿物有石英、长石、绢云母等	构造蚀变岩夹石英脉型	含金石英脉48条。其中3条为金矿脉,金品位(2.25~13.66)×10^{-6}	小型
金山沟矿点	C_1b	受火山岩相及环状、放射状断裂控制	石英霏细斑岩、安山玢岩等		矿石矿物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿,脉石矿物主要为石英,绢云母、方解石等	受火山机构控制的石英脉型	矿脉有20余条,长一般为30~40 m,宽0.48~4.2 m,平均金品位6.37×10^{-6};平均银品位45.56×10^{-6}	小型

表 2 卡拉麦里金矿带石英流体包裹体特征

Table 2 Characteristics of fluid inclusions in quartz from the Kalamaili gold belt

样号	期次	样品描述及采样位置	流体包裹体特征	石英脉 Au 含量/ 10^{-6}	均一温度变化范围/ ℃, 测定包体数	平均均一温度/ ℃
S001	早期	含金石英脉; 南明水	包裹体比较发育, 个体较小, 一般< 6 μm, 最大约 10 μm, 以气液两相包裹体为主, 椭圆形, 随机分布(图 2 照片 S001)	9.76	352~ 359, 6	356
S002	中期	含金石英脉; 南明水	包裹体非常发育, 4~ 16 μm, 以气液两相包裹体为主, 偶见含子晶多相包裹体, 多为随机分布; 线性分布的< 3 μm 的包裹体, 一般以气液两相包裹体为主(图 2 照片 S002)	0.62	248~ 264, 5	256
S004	中期	含金石英脉; 苏吉泉东	包裹体非常发育, 但大都< 3 μm, 分不清是气液两相包裹体, 还是富气相包裹体, 多呈线性分布(图 2 照片 S004)	21.5	230~ 235, 3	232
S005	早期	含金石英脉; 苏吉泉东	包裹体很发育, 1~ 16 μm, 最大 20 μm, 气液两相包裹体为主, 偶见含子晶多相包裹体, 随机分布; 线性分布的< 3 μm 的包裹体, 一般以气液两相包裹体为主(图 2 照片 S005 、S005(2))	1.02	313~ 339, 6	325
S005(2)					308~ 317, 6	312
S007	中期	含金石英脉; 湘玉金矿	包裹体比较发育, 1~ 16 μm, 以气液两相包裹体为主, 偶见富气相包裹体(图 2 照片 S007 、S007(2))	2.25	255~ 274, 6	262
S007(2)					258~ 288, 6	270
S011	中期	含金石英脉; 双泉矿区	包裹体发育较差, 大多< 2 μm, 气液两相包裹体为主, 随机分布; 偶见含子晶多相包裹体(图 2 照片 S011)	0.63	228~ 230, 4	229
S013	晚期	含金石英脉; 双泉矿区	包裹体比较发育, 4~ 10 μm, 以气液两相包裹体为主, 偶见含子晶多相包裹体, 多为随机分布; 线性分布的< 3 μm 的包裹体, 一般以气液两相包裹体为主(图 2 照片 S013)	0.73	140~ 177, 5	162

表 3 双泉金矿床石英流体包裹体特征

Table 3 Characteristics of fluid inclusions in quartz from the Shuangquan gold deposit

样号	期次	样品描述及采样位置	流体包裹体特征	石英脉 Au 含量/ 10^{-6}	盐度 w(NaCl)/%(均值)	均一温度变化范围/ ℃, 测定包体数	平均均一温度/ ℃
SQD-10	早期	石英脉, 无矿化, 脉宽约 20~ 50 cm; 双泉矿区	包裹体分布不均, 主要为气液两相包裹体; 包裹体普遍较小, 以 3~ 5 μm 者为多, 呈圆粒状、米粒状和不规则状等。气液比约 15%~ 40%	0.164	3.78	182~ 422, 13	319
SQD-29	中期(主成矿期)	石英脉, 挤压变形明显; 双泉矿区	主要为气液两相包裹体; 包裹体十分细小, 大小多为 2~ 4 μm, 呈米粒状, 气液比约 10%~ 25%	1.801	4.38	127~ 271, 10	263
SQD-31		硅化、矿化蚀变岩, 具多金属矿化; 双泉矿区	包裹体不发育, 且分布不均, 主要为气液两相包裹体; 包裹体大小约 3~ 6 μm, 呈长椭圆状和不规则状等, 气液比 10%~ 25%	0.212	4.5	148~ 269, 13	207
SQD-62		硅化粉砂岩, 石英细脉内无金属矿化, 但脉两侧有矿化; 双泉矿区	包裹体不发育, 主要为气液两相包裹体; 多为 2~ 4 μm, 呈不规则状、长条状和圆粒状, 气液比 10%~ 20%, 个别包裹体气相常温下跳动	6.34	4.32	171~ 234, 14	201
SQD-79	晚期	硅化凝灰岩, 隐晶质硅化及石英微细脉, 黄铁矿化; 双泉矿区	包裹体分布不均, 主要为气液两相包裹体; 大小不等, 以 3~ 5 μm 者为多, 大者可达 12 μm, 呈长条状、不规则菱形等, 气液比 10%~ 20%	0.037	3.55	163~ 252, 18	190
SQD-87		石英脉, 乳白色、烟灰色(两期); 南明水金矿	包裹体分布不均, 主要为气液两相包裹体; 大小约 5~ 15 μm, 多呈长条状和不规则状等; 气液比约 10%	0.34	4.53	146~ 218, 15	179

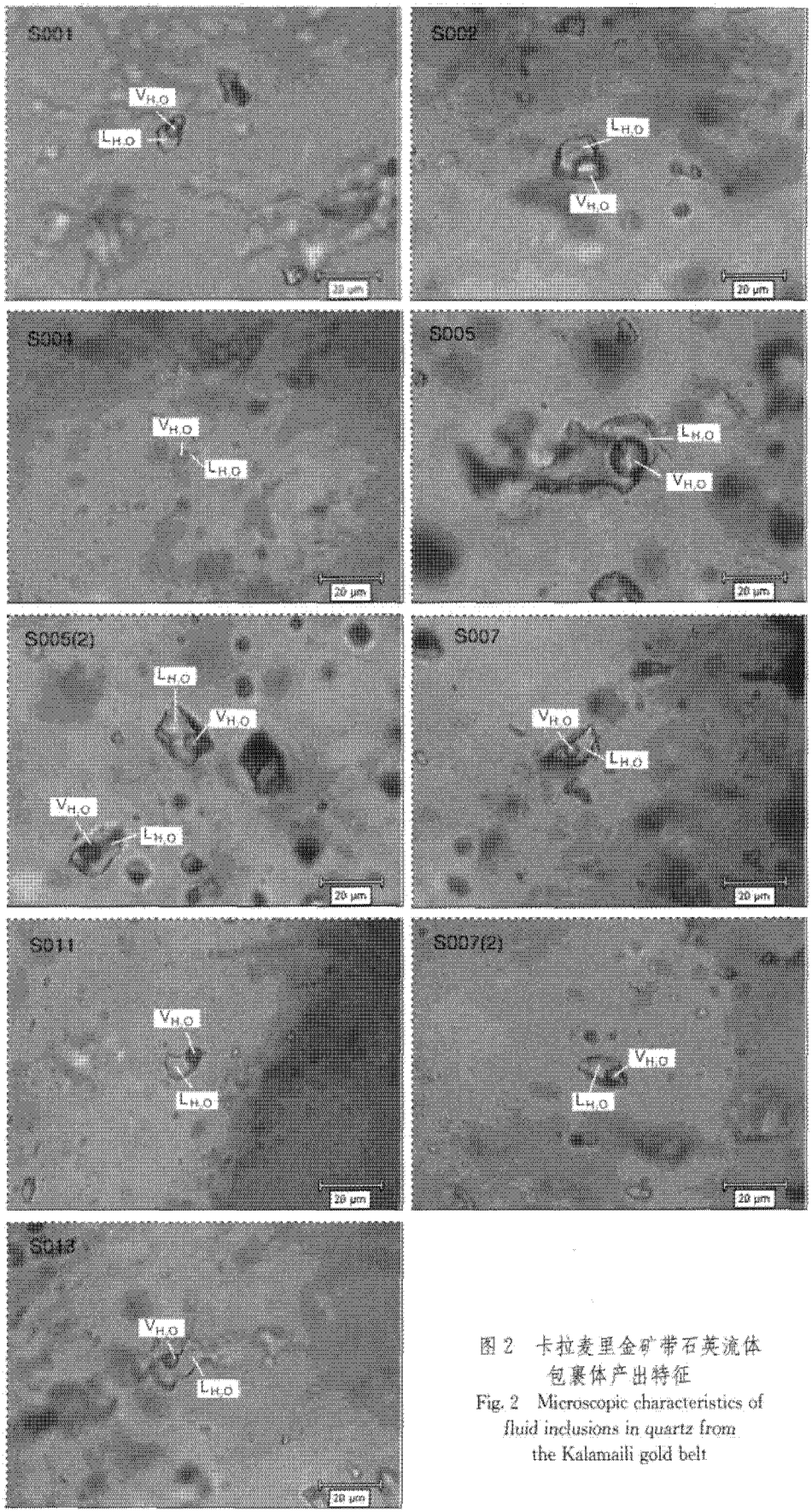


图 2 卡拉麦里金矿带石英流体包裹体产出特征

Fig. 2 Microscopic characteristics of fluid inclusions in quartz from the Kalamaili gold belt

表 4 卡拉麦里金矿带流体包裹体激光拉曼光谱分析结果

Table 4 Laser Raman spectrometry of fluid inclusions from the Kalamaili gold belt

样品编号	气相成分摩尔分数/%																	
	CO_2	H_2S	CH_4	SO_2	H_2O	Cl_2	O_2	CO	F_2	N_2	H_2	C_2H_2	C_2H_4	C_2H_6	C_3H_6	C_3H_8	C_4H_6	C_6H_6	总和
S001	57.4		29					9.3		4.3									100
S002	97		1.7							1.3									100
S004			82.7							17.3									100
S005	5.4		77.9							5.2			10.1					1.4	100
S005(2)			85.4							7.1			7.5						100
S007	11		79.3							4.4			4.8					0.5	100
S007(2)	54.8	0.5	42.3							0.9			1.5						100
S011	41.3		49.8							8.9									100
S013			72.3							19.8			7.9						100

样品编号	液相成分摩尔分数/%													盐水溶液中阴离子浓度/(mol·L^{-1})					
	CO_2	H_2S	CH_4	SO_2	H_2O	C_2H_2	C_2H_4	C_2H_6	C_3H_6	C_3H_8	C_4H_6	C_6H_6	总和	HS^-	Cl^-	SO_4^{2-}	CO_3^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-
S001	19.5				80.5								100						
S002	29.9				70.1								100						
S004	35.9				64.1								100						
S005	2.7		2.5		94.8								100						
S005(2)			4.6		95.4								100				0.01		
S007	11.2		2.1		86.7								100						
S007(2)	17.1		0.9		82								100					0.03	
S011	17.6		1.1		81.3								100					0.01	
S013					100								100						

注: 实验条件为 Ar^+ 激光器波长 514.5 nm; 激光功率 40 mW; 扫描速度 10 s/6 次叠加; 光谱仪狭缝 10 μm; 温度 23 ℃; 湿度 65% 。

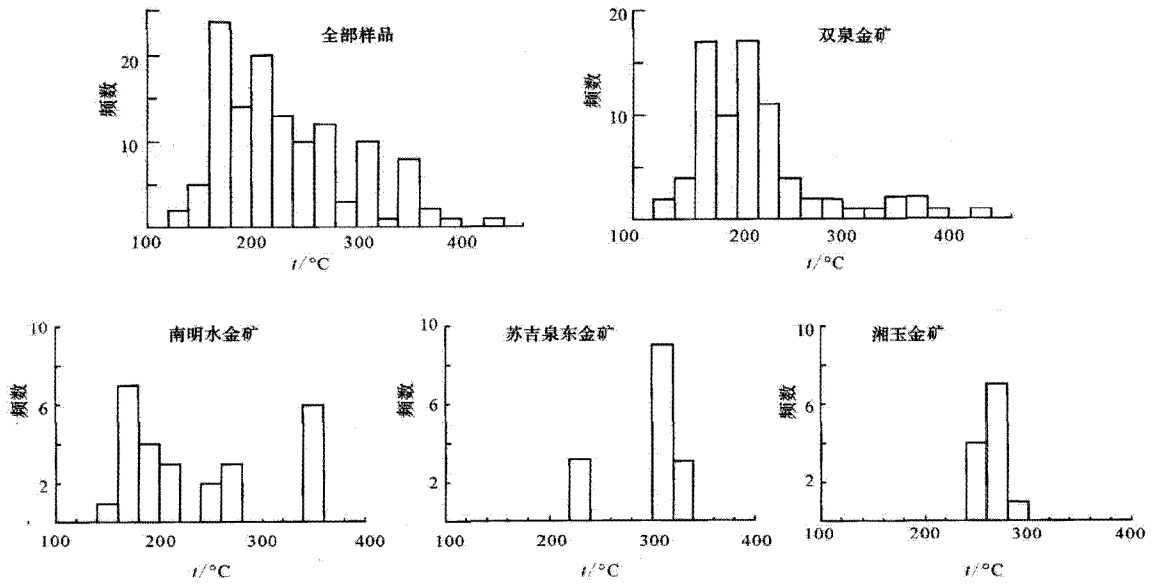


图 3 卡拉麦里金矿带流体包裹体均一温度直方图

Fig. 3 Histograms showing homogenization temperatures of fluid inclusions from the Kalamaili gold belt

关性; 液相成分中 CO_2 与 CH_4、H_2O 呈负相关性。

3.2 包裹体均一温度和盐度

研究区流体包裹体均一温度测试结果(表 2、3, 图 3) 显示: (1) 双泉金矿流体包裹体均一温度范围为 140~ 380 ℃, 存在 3 个峰值区间, 分别为 140~ 180 ℃, 200~ 230 ℃和 340~ 380 ℃。除样品 SQD-10 外, 其余样品的流体包裹体均一温度主要变化于 160~ 240 ℃区间; SQD-10 没有明显的峰值, 但均一温度主要在 300 ℃以上。南明水金矿均一温度变化于 179~ 359 ℃, 明显集中在 247~ 264 ℃和 352~ 359 ℃两个区间; 苏吉泉东金矿均一温度变化于230~ 339 ℃, 明显集中在230~ 235 ℃和

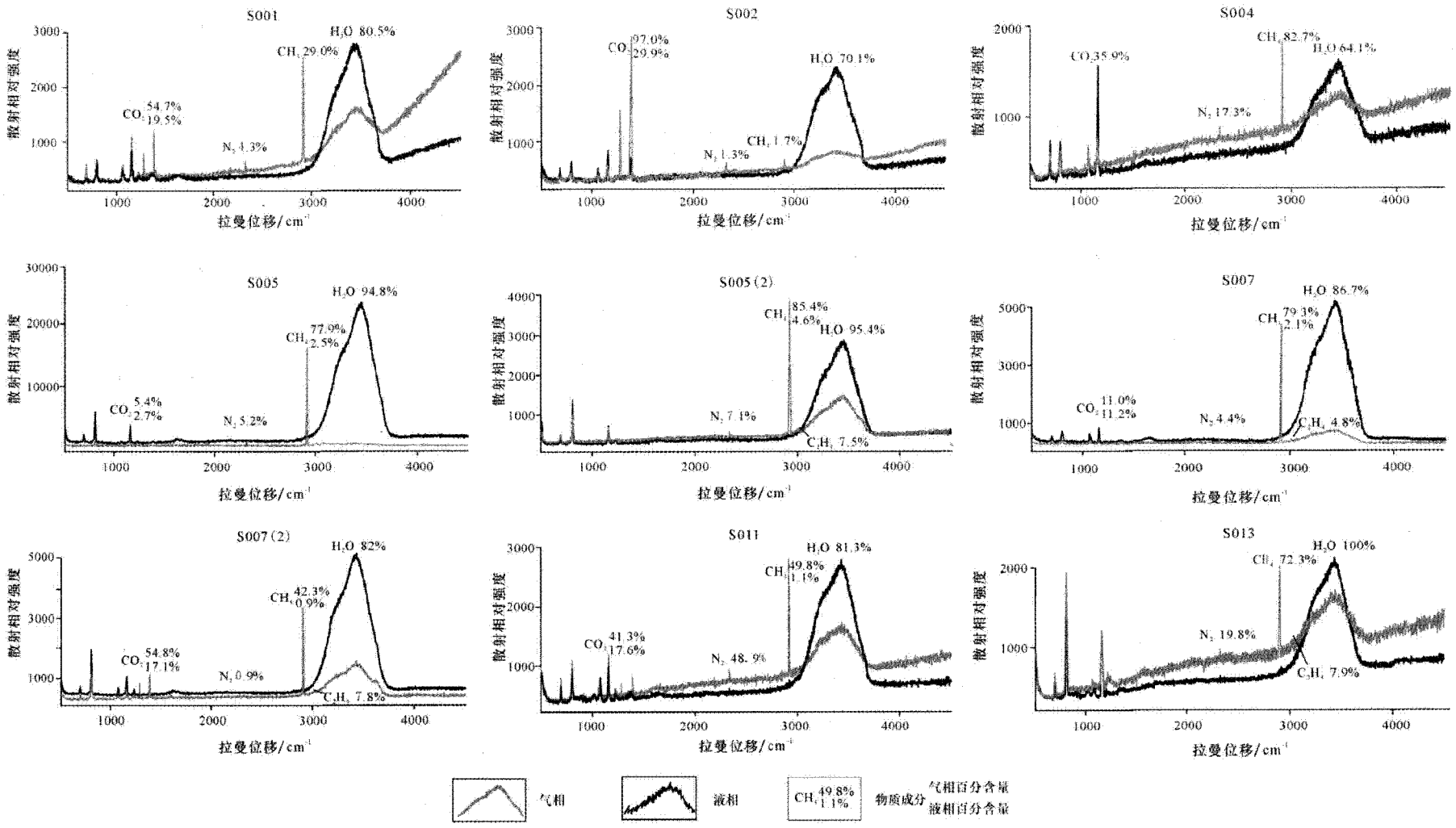


图4 卡拉麦里金矿带气液包裹体拉曼图谱

Fig. 4 Laser Raman spectrograms of gas-liquid inclusions from the Kalamaili gold belt

表 5 卡拉麦里金矿带石英氢氧同位素组成(SMOW)

Table 5 Hydrogen and oxygen isotope compositions(SMOW) of quartz from the Kalamaili gold belt

样号	标本描述	金含量/10^{-9}	δD/ ‰	$\delta^{18}O_{矿物}$/ ‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$/ ‰	均一温度/ ℃
SQD-62	石英细脉内无金属矿化, 但脉两侧有金矿化, ZK2302 内 177.6 m, 双泉金矿	6 340	- 97	17.5	8.1	201
矿点 6-2	乳白色石英, 红柳沟 6 号矿点	47 600	- 90	15.8	6.4	232
SQD-95	硅化、黄铁矿化, 柳树泉金矿	980	- 87	14.6	5.2	232
SQD-31	多金属矿化, 2 号脉马道, 双泉金矿	212	- 98	15.5	6.1	207
黄南 3	网脉状石英, 黄南金矿	640	- 96	13.7	4.4	232
大沙沟 1	星点状黄铁矿化, 大沙沟金矿点	540	- 86	14.6	5.2	232
SQD-84	硅化、黄铁矿化, 南明水 3 号井	11 300	- 99	13.3	3.9	256

308~ 339 ℃两个区间; 湘玉金矿均一温度主要集中在 255~ 288 ℃区间。(2) 研究区内流体包裹体的盐度范围为 3.55%~ 4.5% (NaCl 质量分数), 属低盐度流体。

3.3 氢、氧同位素组成

流体相中起主导作用的水是含金络合物迁移和沉淀的最重要介质[4], 通过对金矿床中热液矿物流体包裹体的氢、氧同位素组成测试, 可以获得有关成矿流体来源的信息, 为研究矿床成因及成矿机制提供依据。本次研究对双泉、红柳沟、柳树泉、黄南、大沙沟金、南明水金矿含金石英脉取 7 件样品进行氢、氧同位素组成测定。样品由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测试, 使用仪器为 MAT-251EM 质谱仪, 测试精度 δD 为 ±3‰、$\delta^{18}O$ 为 0.2‰, 结果见表 5。据张理刚[5] 石英-水分馏方程: $1\,000\ln\alpha = 3.42\times10^{6}T^{-2} - 2.86$, $1\,000\ln\alpha = \delta^{18}O_{矿物} - \delta^{18}O_{H_2O} = 3.38\times10^{6}T^{-2} - 3.4$ (式中 $\delta^{18}O_{矿物}$ 为石英矿物的氧同位素组成, T 为形成温度), 计算获得 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值 (表 5)。将上述求得的 δD_{H_2O} 值和 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值投影到 δD_{H_2O}-$\delta^{18}O_{H_2O}$ 关系图上, 结果见图 5。

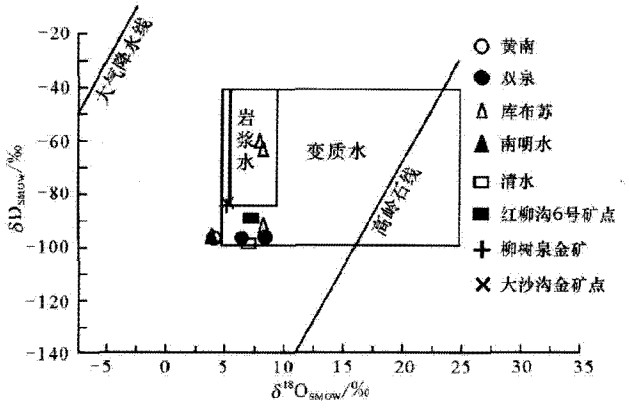


图 5 卡拉麦里金矿带成矿流体 δD-$\delta^{18}O_{SMOW}$ 关系图

(图中岩浆水范围据郑永飞等, 2000[4] 和魏菊英等, 1988[6]; 变质水范围据郑永飞等, 2000[4]; 库布苏、清水矿床资料据高怀忠等, 1998[7], 2000[8])

Fig. 5 δD-$\delta^{18}O$ diagram for the ore-forming fluid inclusions of the Kalamaili gold belt

3.4 硫同位素组成

为进一步探讨研究区金矿床的成矿物质来源, 对双泉、红柳沟、柳树泉、南明水金矿取 6 件含金硫化物样品进行硫同位素组成测定。样品由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测试, 使用仪器为 MAT230C 质谱计, 采用国际标准为 CDT, 测试精度为 ±0.2‰。结果列于表 6。

表 6 卡拉麦里金矿带硫化物硫同位素组成(CDT)

Table 6 Sulfur isotopic composition of the Kalamaili gold belt

样号	矿物	采样地点	$\delta^{34}S_{CDT}$/ ‰	σ/ ‰
SQD31	黄铁矿	双泉 2 号脉掌子面	8.38	0.002
SQD60	黄铁矿	双泉 2 号脉 ZK2302(170.6 m)	10.68	0.007
SQD64	黄铁矿	双泉 2 号脉 ZK2302 内 185.5 m	3.76	0.002
SQD84	黄铁矿	南明水 3 号井	3.54	0.008
SQD95	毒砂	柳树泉金矿	1.63	0.003
SQD100	黄铁矿	金山沟	1.99	0.001

4 讨论

4.1 关于流体包裹体温度和成分

卡拉麦里强应变构造带内发育一系列韧-脆性剪切带, 在早期韧性变形期主要是金的预富集过程, 可能形成明显属于变质成因、但金含量较低的石英脉。大规模的成矿作用的发生, 是在区域性伸展背景体系下, 先期韧性剪切变形系统中的各种剪(或张)裂隙发生大规模的脆性构造变形, 来自地壳深部的成矿流体沿清水—苏吉泉大型剪切构造带到达地壳浅部, 并和变质流体混合, 最终在有利部位富集成矿, 形成金含量较高的石英细脉(带)和较大范围的蚀变矿化带[9]。研究区金矿石类型主要为含金蚀

变岩型和含金石英脉型, 自然金及少量银金矿赋存于石英、黄铁矿、毒砂等载金矿物中, 自然金分布形式以裂隙金和晶隙金为主, 晶隙金分布于石英、毒砂、黄铁矿晶粒之间, 裂隙金主要分布于粗粒黄铁矿、石英、毒砂裂隙内①。卢焕章等[10]研究认为, 含金石英脉型金矿中石英与自然金、黄铁矿共生, 所以石英内的流体包裹体可以认为代表金矿成矿流体。含金石英脉及其两侧的蚀变岩型金矿石很可能是在一个统一的蚀变-矿化流体系统中形成的, 流体中沉淀的热液矿物充填断裂、裂隙等开放空间形成石英脉型金矿石, 流体对两侧围岩的交代(围岩保持固体状态)则形成蚀变岩型金矿石。石英脉型及蚀变岩型金矿石均由自然金、石英、黄铁矿等热液矿物组成, 因此与自然金共生的石英中的原生包裹体大致代表了成矿流体的成分和性质。

本次用于流体包裹体测试的样品均采自矿体含金石英脉, 金含量均大于矿床边界品位, 样品中包裹体应是成矿期捕获的。一般成矿流体在温度、压力突变的情况下, 常会发生沸腾现象, 能在矿物中保存有不混溶的"沸腾包裹体群", 如不同气液比的气-液水包裹体常与纯液相水包裹体、纯气相水包裹体及多相不混溶包裹体等共生。在本次研究的样品中未见有沸腾包裹体存在的岩相学证据, 表明金矿成矿过程中没有发生强烈的流体沸腾作用, 这也许和主成矿阶段成矿温度相对较低有关。从双泉金矿流体包裹体均一温度存在 140~ 180 ℃、200~ 230 ℃和 340~ 380 ℃ 3 个温度区间来看, 340~ 380 ℃的温度区间可能与早期韧性变形阶段金的初始富集有关。随着韧性变形向脆性变形的转化, 温度、压力降低, 开始了本区最重要的脆性变形阶段主导的成矿过程, 此时成矿温度已降为中低温, 均一温度峰值为 200~ 230 ℃; 随着成矿系统的进一步开放, 成矿流体中逐渐有了天水的加入, 成矿温度进一步降低至 160~ 180 ℃。SQD-10 样品 (金品位 0.164×10^{-6}) 中偶见富气相的包裹体, 均一温度为 319 ℃, 可能为成矿早期温度较高的产物, 表明在韧性构造变形的晚期, 伴随金的初步富集, 仅形成局部的金富集和矿化石英脉体(矿区见到的个别乳白色弱矿化石英脉即为该阶段的产物)。路彦明[11]测试获得双泉金矿流体包裹体均一温度存在 3 个峰值范围, 即 160~ 180 ℃, 200~ 220 ℃和 340~ 380 ℃, 其中主成矿期 200~ 220 ℃形成的包裹体最多, 其次为成矿早期 340~ 380 ℃, 而晚期 160~ 180 ℃形成的包裹体较少。上述表明, 双泉金矿主成矿阶段成矿温度总体较低, 为 200~ 230 ℃, 早期为 340~ 380 ℃, 晚期为 140~ 180 ℃, 属中低温。成矿流体盐度(NaCl 质量分数)变化于 3.55%~ 4.5%, 总体属低盐度。

南明水、苏吉泉东、湘玉金矿与双泉金矿均受卡拉麦里韧-脆性剪切带控制, 成矿流体的温度、盐度与双泉金矿有相似性, 反映它们均处于同一成矿系统中。南明水金矿的形成温度主成矿期为 247~ 264 ℃, 早期为 352~ 359 ℃, 晚期为 179 ℃左右; 苏吉泉东金矿主成矿期的温度为 230~ 235 ℃; 湘玉金矿在主成矿期的温度为 255~ 288 ℃。

流体组分特征反映原始含矿溶液与围岩物质交换的关系。变质岩岩石学和流体包裹体研究资料表明, 变质流体可以用 C-O-H-N-S 体系来表征, 其主要成分是 H_2O 和 CO_2, 前者主要是含水硅酸盐矿物变质脱水反应的产物, 后者可以是碳酸盐矿物脱碳反应产物, 也可以是幔源成因[10]。本区金矿床流体包裹体中液相成分(摩尔分数)除 H_2O(64%~ 100%)外, 还有较多 CO_2(2.7%~ 35.9%)和 CH_4(0.9%~ 4.6%), 气相成分主要为 CO_2(5.4%~ 97%)、CH_4(1.7%~ 85.4%)、N_2(0.9%~ 19.8%)、C_2H_4(1.5%~ 10.1%), 这些特征与其所经历的地质过程有关。双泉金矿主成矿期成矿时代为(269±9)~ (260±4) Ma[9], 卡拉麦里剪切构造体系的形成始于 330 Ma 的陆-陆碰撞造山运动, 止于挤压到伸展的转换阶段[9]。在整个新疆北部地区, 265 Ma 前后经历了一次大范围强烈的伸展构造运动, 缝合带北侧清水—苏吉泉主断裂带在陆内俯冲体制下, 受近 SN 向挤压的影响, 形成了以由北向南推覆为主、兼具右行走滑的 NWW 向韧-脆性剪切构造带, 发生大规模的剪切构造变形, 产生与之相关的变质流体[9]。在此构造背景下, 俯冲过程中深部物质可折返携带来大量的幔源 CH_4(幔源流体 CH_4 含量高)。卢焕章等[10]认为, 在大陆碰撞和地壳深部俯冲环境中发生的高压-超高压变质过程中有流体的参与, 原先的地表岩石可以俯冲到深度 ≥100 km 的上地幔, 随后又折返回地表, 从而经历前进变质、(超)高压变质和退变质作用, (超)高压岩石流体包裹体类型复杂, 从近于纯的 CO_2、H_2O、CH_4 和 N_2 流体, CO_2-N_2 或 CH_4-N_2 的高盐度流体到 H_2O-CO_2-N_2-CO-CH_4-盐的复杂流体

① 武警黄金第八支队. 新疆奇台县双泉金矿区 1、2 号脉普查报告[R]. 2009: 3-18.

等。Touret 和 Dietvorst[12] 提出挪威大陆岩石圈中流体的分布有一定规律:在近地表以水为主,向深部水逐渐被其他组分(先是 CH_4,而后是 CO_2)稀释,而在下地壳和上地幔流体中普遍存在 CO_2,偶尔混有少量的 CH_4 和 N_2。

本区金矿床成矿流体中富含 CO_2、CH_4、N_2 等的另一个原因是,矿体围岩下石炭统南明水组下亚组(C_1n^a)的硅化绢云千枚岩,属绿片岩相低级区域变质岩,其碳的含量高达 2.47% ①。在埋藏和前进变质期间,有机质的分解也能释放出 CO_2、H_2O、CH_4、N_2 和 S,甚至一些高分子碳氢化合物[10]。N_2 可能由有机物中蛋白质分解产生,或从含 NH_4^- 组分的长石或云母中释放出来[13],也可能来自空气[10]。Mullis[14] 认为富含 CH_4 的流体主要产于低中级变质岩中,在高级变质岩中 CH_4 会由于氧的扩散而丢失。Yardley 等[15] 对爱尔兰 Connemasra 地区高级变质岩的研究表明,峰期变质(深熔)时存在 $NaCl$-H_2O、CO_2 和富 CH_4 包裹体,富 CH_4 包裹体与石墨有关,在许多样品中 N_2 含量和 CH_4 有关。Frey 等[16]、Hollister 和 Burruss[17]、Touret[18] 在瑞士阿尔卑斯地区研究发现,随着变质程度的加深,流体包裹体成分发生明显变化。在未变质的岩石中,流体成分主要为高分子碳氢化合物,其余为少量(一般少于 3%)CO_2、NaCl、CH_4、H_2O;在近变质带中,包裹体中流体成分主要为 CH_4,随着变质程度的进一步加深,流体成分以 H_2O 为主;而在中深变质岩(如混合岩、麻粒岩)中,流体成分主要为 CO_2,这一规律在世界较多地方的较大范围内有一定的代表性。Cathelineau 等[19] 研究了法国中央地块 Mont lozere 侵入体南部的变质岩系与富铝花岗岩接触带的变质(和热液)流体,认为其中一期流体的产生是与含碳质页岩变质作用有关的 N_2-CH_4($\pm CO_2$),为沿石英颗粒边界分布的包裹体。因此,本区剪切构造变形过程产生的变质流体与地层中丰富的炭质发生反应,形成富含 CH_4 的流体;同时,大规模剪切构造变形过程中产生的节理、裂隙和断层等,成为流体运移的通道。流体在地层中迁移时,在地壳深部较高的压力和温度下,会溶解和搬动各种物质,产生与之相关的变质流体。变质流体对碳质初步富集的金进行萃取,形成含矿流体,当其运移到地壳浅部时,因温度和压力的降低,所溶解物质因溶解度降低而沉淀,形成含金石英脉,或因与围岩的渗透、扩散、交换作用而形成含金蚀变岩。因此,本次研究的含金石英脉中的流体包裹体可以认为是在变质期形成的变质成矿流体中捕获的主成矿期的流体包裹体,成矿流体为 C-O-H-N-S 变质热液体系。

4.2 关于氢氧同位素组成

双泉、南明水、黄南、清水、红柳沟 6 号矿点、库布苏大沙沟、柳树泉金(矿)点成矿流体的氢、氧同位素组成为 $\delta D = -86‰ \sim -99‰$,$\delta^{18}O = 3.9‰ \sim 8.1‰$,与一般变质水的同位素组成($\delta D = -40‰ \sim -100‰$,$\delta^{18}O = 5‰ \sim 25‰$[4])一致,在图 5 中主体落入变质水区域内。由于上述金矿床(点)均受控于卡拉麦里深断裂及次一级韧-脆性剪切带,因此,上述成矿流体的氢、氧同位素特征,很可能反映了在洋壳深部俯冲和陆陆碰撞背景下发生的高压-超高压变质过程中释放出的变质流体是本区成矿流体的主要来源。在图 5 中,双泉、南明水、黄南、库布苏、清水金矿(点)样品显示向大气降水线漂移的趋势,而大沙沟、柳树泉和红柳沟 6 号金矿(点)样品则更靠近原始岩浆水的下方。卡拉麦里强应变构造带形成于早古生代,经历了早期的拉张、收缩,晚古生代活动强烈,经历了闭合、焊接、碰撞造山等过程,具有明显的继承活动性质,形成卡拉麦里深断裂等一系列断裂构造。在上述复杂的构造演化过程中,深部物质的折返有可能使部分地幔流体参与到变质成矿流体中,同时构造剪切变形也可使大气降水沿断裂、裂隙进入成矿流体中。因此,反映在氢、氧同位素组成上,本区双泉、南明水、黄南、清水、红柳沟 6 号矿点、大沙沟、柳树泉金(矿)点成矿流体由两种或多种成因水混合形成,即以变质水为主,也具有岩浆水($\delta D = -50‰ \sim -80‰$,$\delta^{18}O = 5‰ \sim 7‰$[4];$\delta D = -40‰ \sim -85‰$,$\delta^{18}O = 5.5‰ \sim 9.5‰$[6])、建造水和/或大气降水($\delta D = -500‰ \sim +50‰$,$\delta^{18}O = -55‰ \sim +10‰$[6];$\delta D = -340‰ \sim +50‰$,$\delta^{18}O = -44‰ \sim +10‰$[20])的特征。

库布苏金矿床赋存于含金蚀变闪长玢岩脉及蚀变钠长斑岩脉中,成矿被认为是与碱性脉岩有关。该矿床成矿流体的氢、氧同位素组成($\delta D = -72.8‰ \sim -63.0‰$,$\delta^{18}O = +7.29‰ \sim +8.47‰$[8])主要位于岩浆水区域,一件样品($\delta D = -94.4‰$,$\delta^{18}O = +8.02‰$[8])位于变质水范围内,表明库布苏金矿成矿流体中的水来源于岩浆水,但变质水可能

① 武警黄金第八支队. 新疆奇台县双泉金矿区 1、2 号脉普查报告[R]. 2009: 3-18.

也参与了成矿过程。

4.3 关于硫同位素组成

在运用硫同位素组成示踪成矿物质来源时,首先应确定成矿流体的总硫同位素组成[4]。研究表明[6],在热液平衡体系中,结晶矿物的硫同位素组成取决于下列因素:(1)热液总硫的浓度和总硫同位素组成($\delta^{34}S_{\Sigma S}$);(2)物理化学参数(T、pH、f_{O_2}和I),其中温度决定了各种硫化物之间的分馏系数,而其他参数控制各种含硫原子团的相对比例;(3)结晶矿物的类型和相对数量。Ohmoto[21]将热液硫化物$\delta^{34}S$值的影响因素表达为:$\delta^{34}S = f(\delta^{34}S_{\Sigma S}, f_{O_2}, pH, I$ 和 $T)$,式中$\delta^{34}S_{\Sigma S}$表示成矿溶液的总硫同位素组成,pH表示成矿溶液的酸碱度,I表示成矿溶液的离子强度,T表示矿物的形成温度。当f_{O_2}较低时,流体中硫主要以HS^-、S^{2-}形式存在,所沉淀的黄铁矿的$\delta^{34}S$值与整个流体的$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值近似;当f_{O_2}较高时,SO_4^{2-}大量存在并沉淀富集^{34}S的硫酸盐,导致成矿流体^{34}S亏损,所沉淀的黄铁矿等硫化物的$\delta^{34}S$值低(常为负值),低于整个体系的$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值。据Ohmoto[21]研究,在中低氧逸度(f_{O_2})条件下形成的黄铁矿-磁黄铁矿-方解石组合和黄铁矿-磁黄铁矿-方解石-石墨组合中,黄铁矿、磁黄铁矿的平均$\delta^{34}S$值大致相当于热液的总硫同位素组成($\delta^{34}S_{\Sigma S}$)。双泉金矿成矿期的矿物组合为石英-黄铁矿-毒砂-黄铜矿-黝铜矿-磁黄铁矿-绿泥石-方解石-碳质,其中碳含量达2.47% ①,硫化物为主要的含硫矿物,未见硫酸盐类,因此表明成矿时处于中低氧逸度条件下,可以将硫化物的$\delta^{34}S$值近似地代表成矿溶液的总硫同位素组成($\delta^{34}S_{\Sigma S}$)。

热液矿床中硫的来源可能有4种[22]:第1种来自上地幔和深部地壳,这种硫同位素组成与陨石硫接近,即$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值为0~+5‰;第2种来自海水硫酸盐或膏盐层,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值一般大于+15‰;第3种是生物成因的硫,由于生物作用强弱以及SO_4^{2-}和H_2S开放或封闭体系的不同,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值变化范围较大,并常显示硫同位素非平衡效应;第4种是混源硫,$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值常介于上述几种端员硫之间。

双泉、南明水金矿硫化物的$\delta^{34}S$值均为正值,变化于+3.54‰~+10.68‰,平均为+6.59‰。通常,变质岩的硫同位素组成变化很大,总的$\delta^{34}S$值变化范围约为-20‰~+20‰[4]。陈岳龙等[23]研究认为,变质岩中硫化物的$\delta^{34}S$值多变化在-4‰~+9‰。王义文[24]研究认为,沉积-变质热液金矿床的矿石硫同位素组成以变化大及远离陨石硫(陨石$\delta^{34}S$值变化为0±0.7‰[6])为特征,$\delta^{34}S$平均为-13‰~+11‰,矿石硫同位素组成与容矿地层的硫同位素背景有依赖关系。双泉、南明水金矿床的赋矿围岩为低—中级区域变质的石炭系海相凝灰岩、凝灰质粉砂岩类,因此推测矿床中硫化物的硫同位素组成与地层有一定的继承性,即成矿流体中的硫可能主要由地层提供,但并不排除来自上地幔和/或深部地壳的深源硫混染的可能性。

金山沟、柳树泉金矿中黄铁矿的$\delta^{34}S$分别为1.99‰和1.63‰。一般来说,与火山活动有关的温度较低的火山气体中H_2S占优势,其$\delta^{34}S$值多变化于-2.7‰~+5.5‰[6],这与金山沟金矿为典型的陆相火山岩型金矿床[3]、柳树泉金矿为与玄武岩有关的金矿床的认识相吻合②,矿床中的硫可能主要由岩浆热液提供。重熔、同熔岩浆热液金矿不论其与中酸性小侵入体有关,还是与火山岩、次火山有关,其矿石硫同位素组成皆具有深源硫的特征,其$\delta^{34}S$值为+1‰~+5‰[23]。由此初步认为金山沟、柳树泉金矿成矿流体中的硫应与火山、次火山活动有关,具有深源硫的特征。

5 结论

(1)卡拉麦里地区金矿床主成矿期流体总体具有中低温、低盐度的特征。双泉金矿床主成矿期温度为200~230 ℃,早期为340~380 ℃,晚期为140~180 ℃,盐度为3.55%~4.5%(NaCl质量分数);南明水金矿床主成矿期温度为247~264 ℃,早期为352~359 ℃,晚期约为179 ℃;苏吉泉东金矿床主成矿期温度为230~235 ℃;湘玉金矿床主成矿期温度为255~288 ℃。

(2)卡拉麦里地区金矿床成矿流体为C-O-H-N-S变质热液体系,液相成分主要为H_2O、CO_2和CH_4,气相成分主要为CO_2、CH_4、N_2和C_2H_4,这些特征与其所经历的地质过程密切相关。卡拉麦里强应变构造带形成于早古生代,经历了早期的拉张、收缩后,晚古生代活动强烈,经历了闭合、焊接、碰撞造

① 武警黄金第八支队. 新疆奇台县双泉金矿区1、2号脉普查报告[R]. 2009: 3-18.

② 武警黄金第八支队. 新疆奇台县柳树泉金矿区普查地质报告[R]. 1993: 5-12.

山等阶段,形成了卡拉麦里韧性、韧脆性构造变形带,在大规模的剪切构造变形过程中产生了 H_2O-CO_2-N_2-CO-CH_4变质流体;矿体围岩为富含碳质的下石炭统南明水组下亚组(C_1n^a)火山碎屑岩,在区域变质作用下,其中的有机质分解释放出 CO_2、H_2O、CH_4和 N_2参与到成矿流体中。

(3)氢、氧同位素研究表明,双泉、南明水、黄南、清水、红柳沟6号矿点、大沙沟金矿的成矿流体以变质水为主,也具有岩浆水、建造水和/或大气降水特征;库布苏金矿的成矿流体主要来自岩浆水,但变质水可能也参与了成矿。双泉、南明水金矿的硫同位素组成表明,硫主要来自变质的围岩,但不排除岩浆提供部分硫源的可能性。金山沟、柳树泉金矿的硫同位素组成显示成矿与火山、次火山活动有关,具有深源硫的特征。

本文形成过程中,得到武警黄金指挥部地质处雷时斌、武警黄金一总队刘洪利、陈满等单位及同事的帮助和支持,在此表示诚挚谢意。

References

[1] Xinjiang Uygur Autonomous Region Bureau of Geology & Mineral Resources. The Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1982: 381-757(in Chinese).

[2] Wang D Y, Deng J H. Characteristics and evolution of the plate tectonics in eastern Junggar, Xinjing[J]. Journal of Chengdu Institute of Technology, 1995, 22(4): 38-45(in Chinese).

[3] Liu J Y. Continental volcanism and gold-copper metallogenesis in East Junggar, Xinjing[J]. Geotectonia et Metallogenia, 2001, 25(4): 434-438(in Chinese).

[4] Zeng Y F, Chen J F. Stable Isotope Geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 2000: 167-182(in Chinese)

[5] Zhang L G. The Application of the Stable Isotope in Geology [M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 1985: 267(in Chinese).

[6] Wei J Y, Wang G Y. Isotope Geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988: 118-165(in Chinese).

[7] Gao H Z, Lü W J, Zhang B M, et al. Study of fluid inclusions of gold deposits in Sangequan area, East Junggar, Xinjing[J]. Geological Science and Technology Information, 1998, 17(Suppl): 61-66(in Chinese).

[8] Gao H Z, Sun H S, Zhang W S. Study of genetic relationship between dikes and gold ore bodies in Kubusu gold deposit in East Junggar[J]. Acta Petrologica Sinica, 2000, 16(4): 595-601(in Chinese).

[9] Xu B, Lu Y M, Gu X X, et al. Metallogenic epoch of the Shuangquan gold deposit in Qitai area, Xinjiang[J]. Geological Bulletin of China, 2009, 28(12): 1871-1884(in Chinese).

[10] Lu H Z, Fan H R, Ni P, et al. Fluid Inclusions[M]. Beijing: Science Press, 2004: 26-27, 396-411(in Chinese).

[11] Lu Y M. Structural Control and Prospecting of the Gold Deposits in Shuangquan Area, Eastern Junggar, Xinjiang[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2008: 71-82(in Chinese).

[12] Touret J L R, Dietvorst P. Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites[J]. Geological Society London, 1983, 140: 635-649.

[13] Andersen T, Austrheim H, Burkr E A L, et al. N_2 and CO_2 in deep crustal fluids: Evidence from the Caledonides of Norway[J]. Chemical Geology, 1993, 108: 113-132.

[14] Mullis J. The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps [J]. Bull Mineral, 1979, 102: 526-536.

[15] Yardley B W D, Shepherd T J, Barder J P. Fluid inclusions studies of high-grade rocks from Connemara, Ireland[M]// Atherton M P, Gribble C D. Migmatites, Melting, Metamorphism. Cheshire Shiva Publishing Limited, 1983: 100-126.

[16] Frey M, Bucher K, Frank E, et al. Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso: A review[J]. Eclogae Geol Helv, 1980, 73: 527-546.

[17] Hollister L S, Burruss R C. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada lake metamorphic complex [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1976, 40: 163-175.

[18] Touret J L R. Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks[M]// Hollister L S, Crawford M L. Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary: Canada Mineral Assoc, 1981: 182-208.

[19] Cathelineau M, Lespinasse M, Bastoul A M, et al. Fluid migration during contact metamorphism: The use of oriented Fluid inclusions trails for a time/space reconstruction[J]. Mining Magazine, 1990, 54: 169-182.

[20] Zhang W H, Chen Z Y. Fluid Inclusions Geology[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1993: 205-206 (in Chinese).

[21] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology, 1972, 67: 551-578.

[22] Hollond H D. Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits: Stability relations among the ox-

ides, sulfides, sulfates and carbonate of ore and gangue minerals[J]. Economic Geology, 1959, 54: 184-233.

[23] Chen Y L, Yang Z F, Zhao Z D. Isotopic Geochronology and Geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2005: 263-310(in Chinese).

[24] Wang Y W. Isotope geochemistry of gold deposits[M]// Yu J S, Li Y S. Study of Isotope Geochemistry in China. Beijing: Science Press, 1997: 314-343(in Chinese).

参考文献

[1] 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1982: 381-757.

[2] 王道永, 邓江红. 东准噶尔地区板块构造特征演化[J]. 成都理工学院学报, 1995, 22(4): 38-45.

[3] 刘家远. 论新疆东准噶尔陆相火山成矿作用[J]. 大地构造与成矿学, 2001, 25(4): 434-438.

[4] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 167-182.

[5] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的运用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985: 267.

[6] 魏菊英, 王关玉. 同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1988: 118-165.

[7] 高怀忠, 吕万军, 张保民, 等. 东准噶尔三个泉地区金矿流体包裹体研究[J]. 地质科技情报, 1998, 17(增刊): 61-66.

[8] 高怀忠, 孙华山, 张旺生. 东准噶尔库布苏金矿床岩脉与金矿成因关系的研究[J]. 岩石学报, 2000, 16(4): 595-601.

[9] 徐斌, 路彦明, 顾雪祥, 等. 新疆奇台地区双泉金矿床的成矿时代[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1871-1884.

[10] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 26-27, 396-411.

[11] 路彦明. 新疆东准双泉地区金矿构造控矿规律及勘查找矿方向[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2008: 71-82.

[20] 张文淮, 陈紫英. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993: 205-206.

[23] 陈岳龙, 杨忠芳, 赵志丹. 同位素地质年代学与地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2005: 263-310.

[24] 王义文. 金矿床同位素地球化学[M]// 于津生, 李耀菘. 中国同位素地球化学研究. 北京: 科学出版社, 1997: 314-343.

2011 年《地学前缘》征订启事

中国地质大学(北京)与北京大学出版的《地学前缘》(联订代号: 5198)由天津全国非邮发报刊联合征订服务部总发行; 请我刊原订户和需要订购的客户直接与天津联合征订服务部联系订购事宜。2011 年订价为 300 元/年(全年 6 期, 50 元/期)。

联系地址: 天津市大寺泉集北里别墅 17 号

邮政编码: 300385

电 话: 022-23962479, 022-23973378 传 真: 022-23973378

网 址: www.LHZD.com E-mail: LHZD@public.tpt.tj.cn