

文章编号: 1000-4734(2017)01-0093-13

湘西合仁坪钠长石-石英脉型 金矿床的成矿流体研究

胡诗倩¹, 彭建堂^{1,2*}, 邓穆昆¹, 李玉坤¹

(1. 中南大学 地球科学与信息物理学院 有色金属成矿预测教育部重点实验室, 湖南 长沙 410083;
2. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081)

摘要: 合仁坪金矿床位于湘西柳林汉金矿带, 是典型的钠长石-石英脉型金矿床, 本文对其进行了较系统的成矿流体地球化学研究。结果表明, 与成矿有关的石英和方解石中的流体包裹体主要为气液两相包裹体。石英中包裹体的均一温度范围为 111~375 °C, 盐度为 0.18%~7.86% 的 NaCl; 方解石中包裹体的均一温度范围为 196~271 °C, 盐度为 4.18%~6.74% 的 NaCl; 成矿溶液的密度为 0.633~0.997 g/cm³, 表明该矿床的成矿流体均属于中低温、低盐度和低密度的流体; 成矿压力为 4~209 MPa, 成矿深度约为 1.2~6.8 km, 该矿床是在中低压力、中浅成条件下形成的。激光拉曼探针分析表明, 包裹体中的气相成分有 CO₂、CO、CH₄ 和 N₂, 液相成分为 H₂O 和 CO₃²⁻, 指示含有机质的沉积物变质脱水可能是成矿流体来源的方式。对石英和钠长石氢氧同位素研究表明, 该矿成矿流体的 δ¹⁸O_{H₂O} 值为 7.1‰~10.8‰, δD_{H₂O} 值介于 -69‰~-55‰, 合仁坪金矿的成矿流体主要来源于变质水。

关键词: 成矿流体; 激光拉曼分析; 氢氧同位素; 钠长石-石英脉型金矿; 合仁坪

中图分类号: P585; PP599

文献标识码: A

doi: 10.16461/j.cnki.1000-4734.2017.01.013

作者简介: 胡诗倩, 女, 1990年3月生, 硕士研究生, 地质学专业, 从事流体包裹体地球化学和稳定同位素研究。E-mail: hushiqian312@126.com

Characteristics of Ore-forming Fluid in Herenping Albite-quartz Lode Gold Deposit, Western Hunan Province, China

HU Shi-qian¹, PENG Jian-tang^{1,2*}, DENG Mu-kun¹, LI Yu-kun¹

(1. School of Geosciences and Info-physics & Key Laboratory of Non-ferrous Metals Metallogenic Prediction of Ministry of Education, Central South University, Changsha 410083, China; 2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China)

Abstract: Herenping gold deposit, a typical albite-quartz lode gold deposit, is located in the Liulincha gold ore belt, western Hunan Province, China. The ore-forming fluid geochemistry was systematically studied in this paper. It is shown that the fluid inclusions in quartz and calcite related to gold mineralization are predominated by two-phase (liquid-rich) inclusion. The homogenization temperatures and salinities of fluid inclusion in quartz range from 111 °C to 375 °C and from 0.18 wt% NaCl to 7.86 wt% NaCl, respectively. The homogenization temperatures and salinities of fluid inclusion in calcite vary from 196 °C to 271 °C and from 4.18 wt% NaCl to 6.74 wt% NaCl, respectively. The densities of the ore-forming fluid are estimated at 0.633~0.997 g/cm³. Therefore the ore-forming fluid responsible

收稿日期: 2015-03-16

基金项目: 国家自然科学基金项目 (编号: 41073036, 41473043)

* 通讯作者, E-mail: jtpeng@126.com

for gold mineralization in Herenping deposit is characterized by low-to-moderate temperature, low salinity and low density. The pressures of ore-forming fluid are calculated as 4~209 MPa, indicating that the gold deposit formed at the depth of 1.2~6.8 km. Based on the laser Raman analysis of fluid inclusion, it is concluded that the gas composition mainly consists of H₂O, CO₂, CO, CH₄ and N₂, and liquid phase composition is mainly H₂O and CO₃²⁻, which reveals that the ore-forming fluid is caused by the metamorphic dehydration of organic matter-bearing sediments. Hydrogen and oxygen isotope compositions also reveal, that the δD_{H_2O} is 7.1‰~10.8‰ and the $\delta^{18}O_{H_2O}$ is -69‰~-55‰, indicating that the ore-forming fluid in this gold deposit is mainly derived from metamorphic water.

Keywords: ore-forming fluid; laser Raman; hydrogen isotope; oxygen isotope; albite-quartz lode deposit; herenping gold deposit

沃溪 Au-Sb-W 矿床是石英脉型金矿床的典型代表, 前人对其开展了较多研究^[1-8]。但湘西柳林汉一带的含金矿脉中, 钠长石却广泛分布, 并且是重要的载金矿物, 明显有别于区域上的石英脉型金矿。湘西柳林汉一带金矿床的研究程度较低, 近些年来, 我们相继对该区的合仁坪金矿开展了一些研究, 对钠长石的矿物学和地球化学特征、围岩蚀变、及 S、Pb 和 Sr 同位素进行了研究^[9-11], 但目前尚无人对其进行成矿流体方面的研究, 这严重制约对其成矿流体性质、来源以及成矿机制的认识。因此, 在野外详细调研的基础上, 本文对合仁坪金矿床进行了流体包裹体显微测温、激光拉曼分析和 H、O 同位素测试, 明确该矿成矿流体的性质和来源以及成矿物理化学条件, 并与区域上的石英脉型金矿进行对比, 阐述了该金矿的成因机制。

1 矿床地质特征

合仁坪钠长石-石英脉型金矿床位于湖南省沅陵县境内, 是柳林汉金矿带中开采历史最长、规模最大的金矿床。在构造上, 该金矿处于江南古陆武陵隆起与雪峰山隆起带之间的次级隆起区内。除第四系覆盖外, 矿区出露的地层主要为新元古界板溪群马底驿组和五强溪组(图 1), 这两套地层呈整合接触关系, 矿区外围有更老的冷家溪群。矿区构造主要是 NE 向长岭岗复式背斜, 其两翼也发育较多次级背斜, 所有含金矿脉都产于背斜两翼或轴部的马底驿组紫红色绢云母板岩中, 受切层断裂和层间剥离构造的联合控制。矿区以及外围未见岩浆岩出露。

合仁坪金矿床的矿体呈脉状产出, 矿脉的厚度为 0.05~2 m, 通常为顺层产出, 局部可见矿

脉切穿地层(图 2A、B、C); 脉体中可见围岩角砾(图 2C、D), 角砾大小不一, 棱角分明, 其成分单一, 可拼性较好, 为液压致裂的产物。矿石矿物主要为黄铁矿、自然金、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿和黝铜矿等; 脉石矿物为石英、钠长石、方解石、绿泥石、叶腊石等, 其中石英和钠长石约占矿脉的 90% 以上。金矿物主要为自然金, 载金矿物主要为石英、钠长石和硫化物(方铅矿、黝铜矿和黄铁矿)(图 3), 石英和钠长石中偶见明金。围岩蚀变主要有绢云母化(褪色化)、黄铁矿化、碳酸盐化和少量的绿泥石化、叶腊石化、高岭土化, 其中, 褪色化分布最为广泛, 是该区金矿最重要的蚀变类型, 亦是该区最重要的找矿标志。

2 样品描述及分析方法

本次研究的样品采自合仁坪金矿床的不同矿区(合仁坪、长岭岗、乔子冲、桐树面等), 从中选取具代表性的样品磨制了 42 块包裹体片, 供包裹体岩相学观察、显微测温和激光拉曼成分分析; 另外选取了 8 件石英和 7 件钠长石样品进行 H-O 同位素研究。流体包裹体显微测温分析在中南大学流体包裹体实验室 Linkam-THMSG600 型冷热台上完成, 该仪器测定温度范围为 -196~600 °C, 误差范围为 ±0.5 °C。而激光拉曼分析在英国产 Renishaw in Via Reflect 型显微共聚焦激光拉曼光谱仪上进行, 对石英, 钠长石和方解石中流体包裹体的气相成分进行了扫描, 波段范围包括 H₂O、CO₂、CO、H₂S、SO₂、N₂、H₂、CH₄、C₂H₂、C₂H₄、C₄H₆ 和 C₂H₆ 的特征拉曼峰位置, 该项测试在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。样品的氢、氧同位素

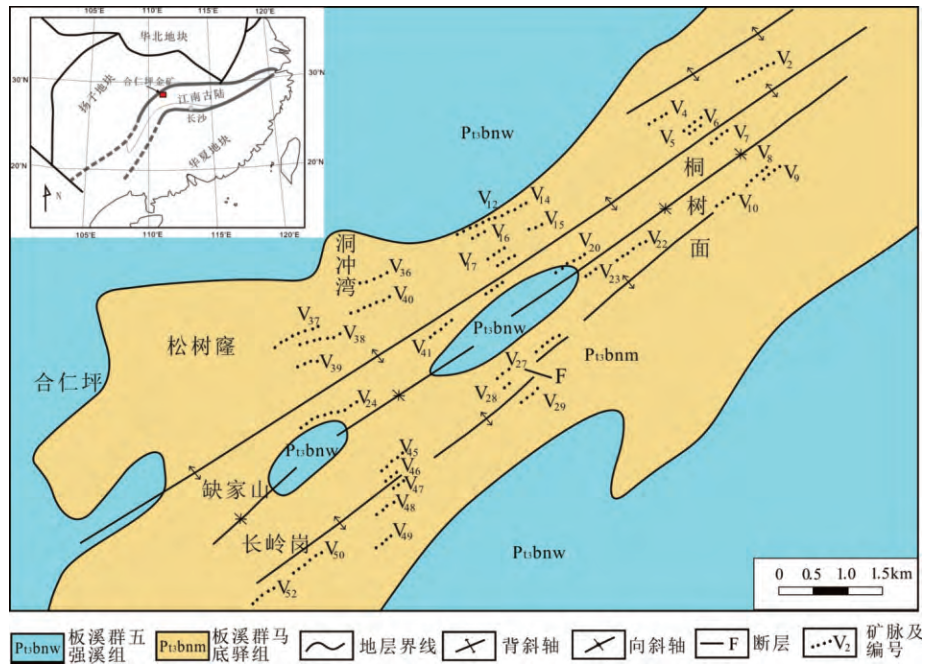
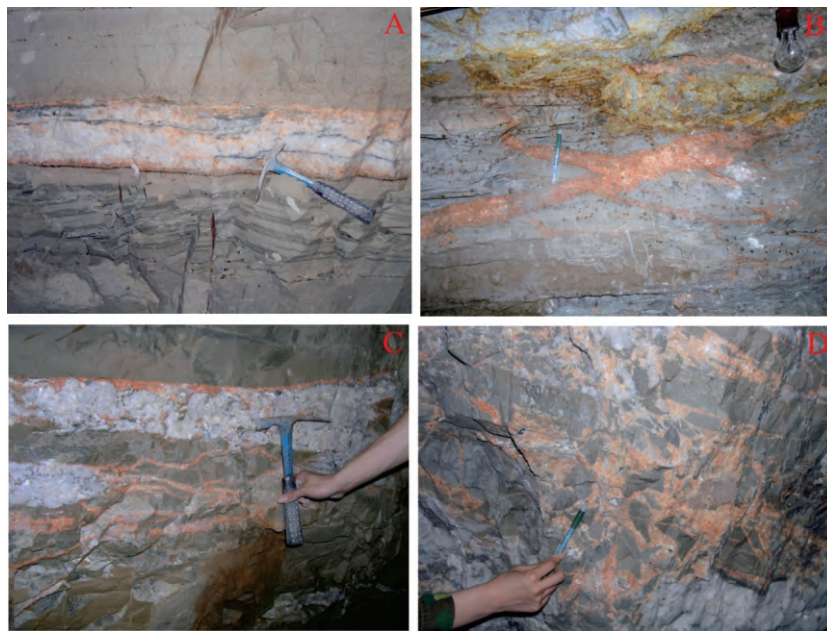


图 1 合仁坪金矿床地质简图 (据文献[12]修改)

Fig.1. Geological sketch map of the Herenping gold deposit (modified from the reference [12]).



A-单脉状; B-树枝状; C-网脉状; D-角砾状

图 2 合仁坪金矿中各种类型的矿脉

Fig.2. Various kinds of ore veins in the Herenping gold deposit.

测试中国地质科学院矿床资源研究所稳定同位素实验室完成。

3 流体包裹体研究

3.1 岩相学特征

本次对合仁坪矿区石英、方解石和钠长石等

矿物中的包裹体进行了研究。显微镜下观察表明,合仁坪金矿床石英中流体包裹体很发育,且主要为原生包裹体,这些包裹体通常呈椭圆状、长条状、不规则状(图 4),其大小多在 3~8 μm 之间,偶见 10 μm 以上的,气液比一般为 5%~20%,但主要在 10%~15% 之间,偶见个体达到

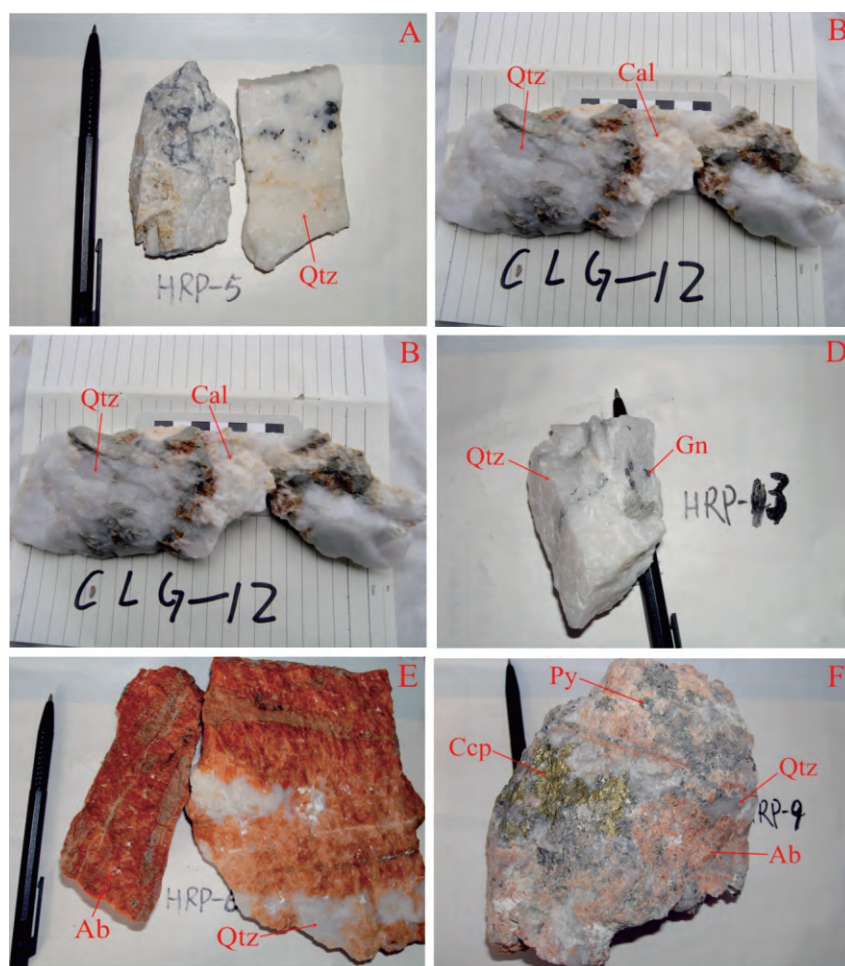


图3 本次研究采集的合仁坪金矿床的样品照片
Fig.3. Photographs of samples collected from the Herenping gold deposit.

70%以上;方解石中流体包裹体也较发育,多为原生包裹体,大多呈不规则状或负晶形(图5), $5\sim 20\ \mu\text{m}$ 较常见,偶见 $20\ \mu\text{m}$ 以上,气液比为2%~50%。钠长石中流体包裹体数量较少且个体较小,不易观察和测温,因此石英和方解石是本次流体包裹体研究的主要对象。值得一提的是,在少量石英样品中,发现了不同气液比包裹体在同一视域共存的现象(图4E),暗示流体曾发生过沸腾作用。

根据室温($20\ ^\circ\text{C}$)条件下的相态特征、升温或降温过程中($-196\sim 600\ ^\circ\text{C}$)的相变行为以及激光拉曼光谱分析,可以得出合仁坪金矿各阶段石英中的包裹体以L-V型富液相水溶液包裹体为主,一般可达95%以上,偶见含子晶的包裹体,但数量极少,且测温时未发现。包裹体大多为无色透明,部分为浅黄、灰白色,气液两相界线清晰。

3.2 显微测温和盐度

用于显微测温的流体包裹体主要为石英和方解石中的L-V型富液相水溶液包裹体,利用冷冻法和均一法分别对该类流体包裹体进行冷冻温度和均一温度的测定,详细的测定结果见表1。L-V型富液相水溶液包裹体的盐度计算是根据Hall等^[13]提出的盐水($\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$)体系的公式:
$$w = 0.00 + 1.78t_m - 0.442t_m^2 + 0.000557t_m^3$$

显微测温研究表明,合仁坪金矿床石英中流体包裹体的均一温度(t_h)为 $111\sim 375\ ^\circ\text{C}$ (表1);在直方图中,石英中流体包裹体的均一温度大致呈正态分布,形成温度主要集中在 $140\sim 230\ ^\circ\text{C}$ 之间(图6A);石英中流体包裹体的冰点变化范围为 $-6.0\sim 4.1\ ^\circ\text{C}$,对应的成矿流体盐度为0.18%~7.86%的NaCl(表1),主要集中在为5%~7%的%NaCl之间(图6B),这表明该矿区

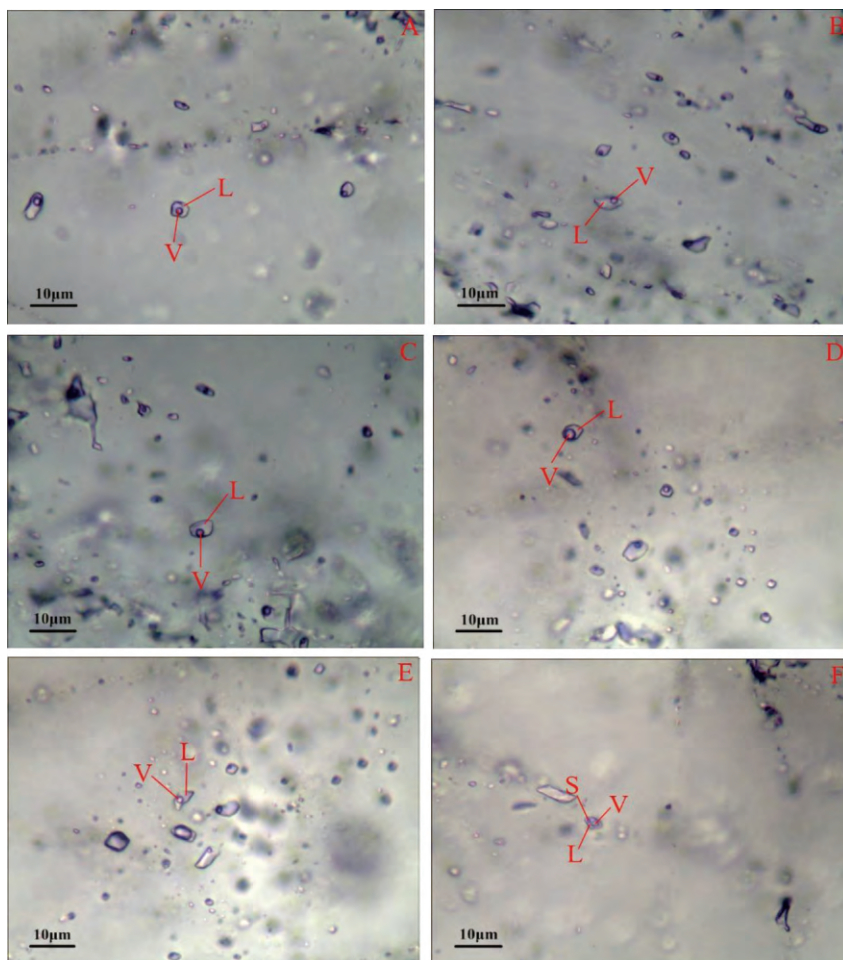


图 4 合仁坪金矿床石英中流体包裹体显微照片
Fig.4. Microphotographs of fluid inclusions in quartz from Herenping gold deposit.

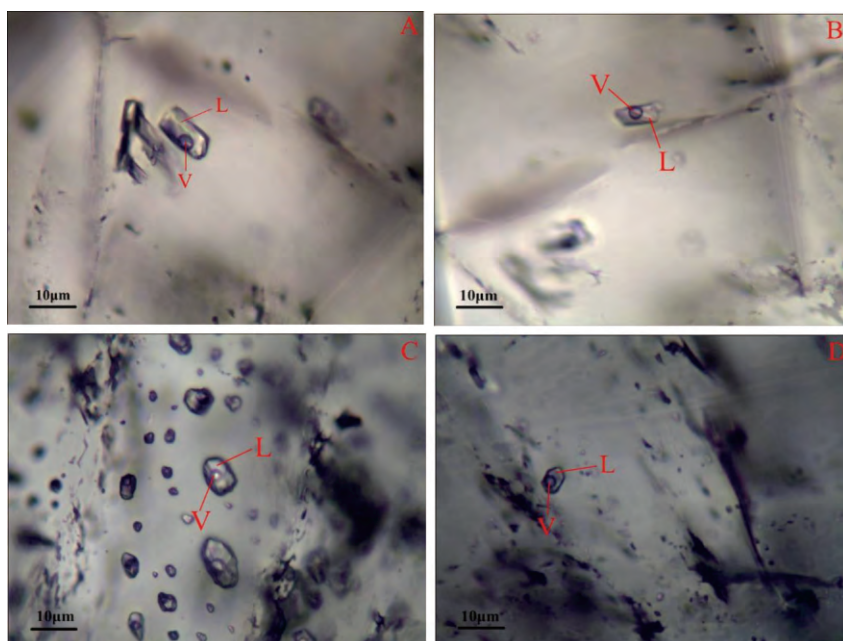


图 5 合仁坪金矿床方解石中流体包裹体显微照片
Fig.5. Microphotographs of fluid inclusions in calcite from the Herenping gold deposit.

表1 合仁坪金矿床中流体包裹体显微测温结果

Table 1. Microthermometry of fluid inclusions in Herenping gold deposit

样品号	主矿物	冰点 $t_i / ^\circ\text{C}$		均一温度 $t_h / ^\circ\text{C}$		盐度 $w(\text{NaCl}) / \%$	
		范围	平均	范围	平均	范围	平均
CLG-4	石英	-5.0~-1.4	-3.9	154~316	224	2.41~7.86	6.34
HRP-43	石英	-4.0~-0.9	-2.6	139~268	199	1.57~6.45	4.31
HRP-38	石英	-2.5~1.6	-2.0	149~241	178	2.07~4.18	3.65
HRP-4	石英	-3.9~1.1	-2.8	121~235	198	1.74~6.30	4.94
CLG-38	石英	-3.8~-0.4	-3.1	149~315	205	0.7~6.16	5.04
HRP-30	石英	-4.0~1.7	-2.6	131~211	169	0.53~6.45	4.72
CLG-30	石英	-6.0~3.4	-3.3	117~249	188	2.24~7.86	5.53
QZC-10	石英	-4.0~-1.2	-3.5	132~290	194	2.07~6.45	5.63
HRP-9	石英	-4.7~-0.8	-2.7	121~263	212	1.40~7.45	4.49
CLG-14	石英	-4.1~-0.3	-3.0	137~259	188	0.53~6.59	4.94
CLG-23	石英	-3.8~-2.3	-3.2	139~370	232	3.87~6.16	5.23
HRP-2	石英	-4.5~-0.8	-3.4	124~288	195	1.4~7.17	5.49
CLG-26	石英	-5.0~-0.3	-3.0	128~234	173	0.53~7.86	4.8
CLG-44	石英	-4.0~-0.5	-3.3	130~262	202	0.88~6.45	5.41
HRP-11	石英	-5.0~-2.7	-3.8	121~307	201	4.49~7.86	6.21
HRP-46	石英	-5.0~2.9	-3.1	120~330	199	1.76~7.86	5.65
QZC-15	石英	-4.8~-0.7	-3.9	179~265	220	1.22~7.59	6.23
HRP-23	石英	-4.1~-2.5	-3.6	218~349	260	4.18~6.59	5.83
HRP-26	石英	-5.0~0.4	-4.2	122~330	194	0.7~7.86	6.71
HRP-13	石英	-4.8~0.5	-3.2	123~375	220	0.88~7.59	5.32
CLG-35-2	石英	-4.5~3.3	-1.9	111~221	153	0.18~7.17	4.33
HRP-41	石英	-5.0~-0.4	-3.8	140~226	193	0.7~7.86	6.08
QZC-8	石英	-4.1~1.5	-1.1	116~230	159	0.18~6.59	2.76
CLG-35-1	石英	-4.0~4.1	-1.5	115~215	1770	0.18~6.59	3.6
QZC-17	石英	-4.0~-0.9	-2.0	111~210	145	1.57~6.45	4.09
QZC-6	石英	-4.0~-0.2	-2.9	123~292	191	0.35~6.45	4.7
HRP-18	方解石	-4.2~-3.5	-3.8	213~265	232	5.71~6.74	6.21
HRP-28	方解石	-4.2~-2.5	-3.7	206~271	229	4.18~6.74	5.99
HRP-44	方解石	-3.7~3.0	-2.9	203~213	218	4.80~6.01	5.2
CLG-35-1	方解石	-4.2~-4	-4.1	223~231	227	6.45~6.74	6.6
HRP-24	方解石	-3.9~-3.6	-3.8	212~222	217	5.86~6.30	6.11
CLG-12	方解石	-3.8~-3.6	-3.7	196~234	213	5.86~6.16	6.01

成矿流体应为低盐度的流体。方解石中流体包裹体的均一温度为 196~271 °C (表 1), 主要集中在 210~240 °C 之间变化(图 7A); 其冰点变化范围为 -4.2~-3.0 °C, 对应的成矿流体盐度为 4.18%~6.74% 的 NaCl (表 1), 主要集中在 6.0%~6.5% 的 NaCl (图 7B)。

值得注意的是, 该矿方解石的均一温度测定值明显高于石英, 这显然与地质事实不符, 因为石英形成于主成矿期, 而方解石是形成于主成矿

之后。石英中流体包裹体均一温度测定值偏低, 可能与主成矿期成矿流体压力过高有关。前人研究表明, 压力效应导致矿物中的流体包裹体均一温度测定值偏低的重要原因^[14]。液压致裂角砾岩在该矿区普遍存在, 也证实了其成矿流体为一种超高压的流体。根据前人的研究成果^[14], 合仁坪金矿床的均一温度可能偏低 50 °C 左右, 因此合仁坪金矿床主成矿期的形成温度应主要集中在 190~280 °C 之间。合仁坪金矿床这种中低温、

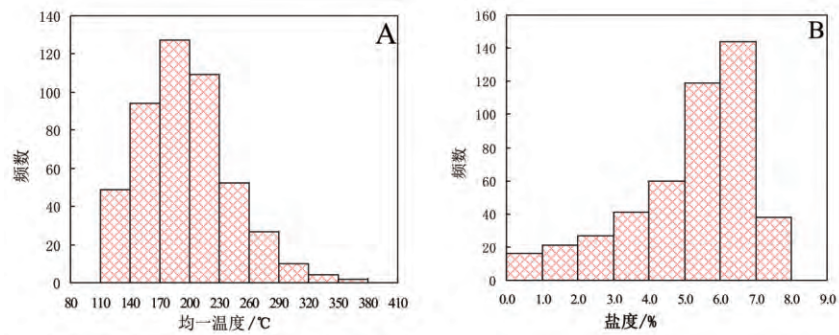


图6 合仁坪金矿床石英流体包裹体均一温度 (A) 和盐度 (B) 直方图
Fig.6. Histograms for homogenization temperature (A) and salinity (B) of fluid inclusions in quartz from Herenping gold deposit.

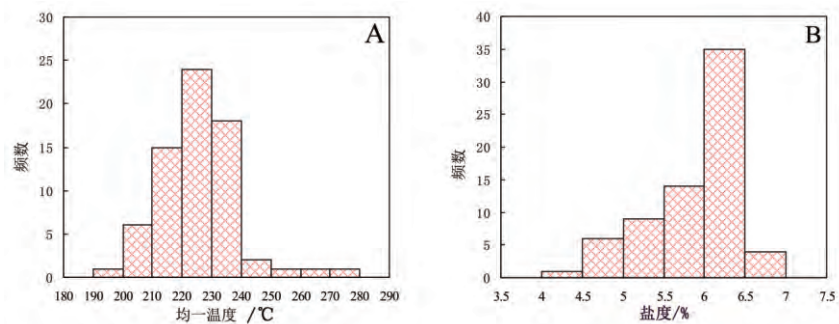


图7 合仁坪金矿床方解石流体包裹体均一温度 (A) 和盐度 (B) 直方图
Fig. 7. Histograms for homogenization temperature (A) and salinity (B) of fluid inclusions in calcite from Herenping gold deposit.

表2 湘西金矿床成矿流体的均一温度、盐度特征对比

Table 2. Comparison of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in Xiangxi gold deposit

金矿床	均一温度/°C		盐度/(% NaCl)		资料来源
	范围	集中值	范围	集中值	
合仁坪	111~375	140~230	0.18~7.86	5.0~7.0	本文
沃溪	140~240	140~200	<7.0	2.0~4.0	Zhu and Peng, 2015
漠滨	120~222	150~190	1.5~5.0	2.0~3.0	余大龙, 1990
淘金冲	130~230	160~180	3.0~9.0	6.0~8.0	阎明等, 1994
平茶	155~233	177~195	2.25~4.40	3.2~3.8	彭建堂等, 1999
阳湾团	165~221	175~200	2.1~4.4	2.8~3.8	彭建堂等, 1999

低盐度的特征, 与该区域上石英脉型金矿床(表2)如湘西沃溪 W-Sb-Au 矿床^[1, 3, 7, 8]、湘西南金矿床漠滨、淘金冲、平茶、阳湾团等金矿床^[15-17]一致。

另外, 在盐度-均一温度散点图(图8)中, 合仁坪金矿床的盐度和均一温度大致呈正相关性, 成矿流体的盐度随均一温度的降低而降低, 这可能是一种较高温高盐度的流体与另一种相对低温低盐度的流体互相混合, 说明流体的混合作用是导致该区矿石发生沉淀的重要机制。这种流

体混合作用在国内外金属矿床中广泛存在^[18-25]。Zhu 和 Peng^[8]对毗邻的沃溪 Au-Sb-W 矿床的研究亦表明, 流体混合是导致该矿矿石发生沉淀的重要原因。

3.3 成矿物理化学条件

3.3.1 成矿流体的密度、压力和成矿深度

将显微测温获得的合仁坪金矿床的流体包裹体均一温度和盐度范围, 投影到 NaCl-H₂O 体系的 *t-p* 相图(图9)中, 得出其成矿流体的密度介

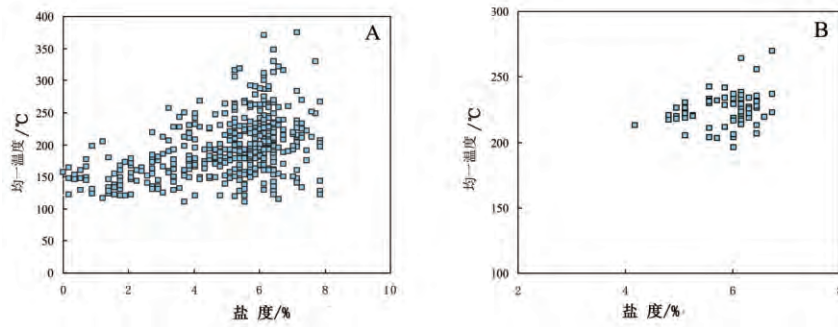


图 8 合仁坪金矿床石英 (A) 和钠长石 (B) 流体包裹体盐度-均一温度散点图
 Fig.8. Correlation between homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in quartz (A) and calcite (B) from Herenping gold deposit.

于 $0.633 \sim 0.997 \text{ g/cm}^3$ 之间; 根据温度与盐度的交点可知, 合仁坪金矿床的成矿流体的压力值范围为 $4 \sim 209 \text{ MPa}$ (图 9), 这表明该金矿是在低密度、中低压条件下形成的。该矿的成矿压力变化如此大, 可能与流体沸腾作用有关^[24, 26-27], 这与我们镜下观察到同一视域中不同气液比的包裹体共存现象(图 4E) 相吻合。根据合仁坪金矿床流体压力, 推断出该矿的成矿深度为 $1.2 \sim 6.8 \text{ km}$, 因此该矿形成于中浅成条件下。

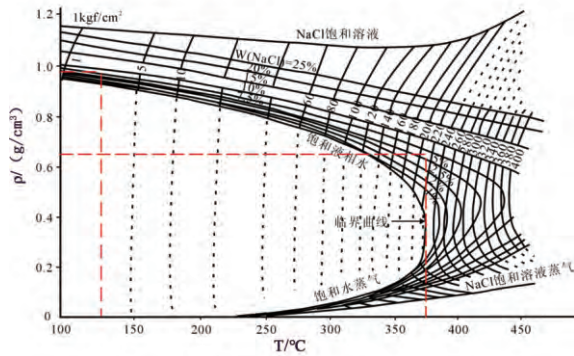


图 9 NaCl-H₂O 体系 t-p 相图 (据文献[28]修改)
 Fig.9. Temperature-density diagram for NaCl-H₂O system (modified after Reference [25]).

3. 3. 2 成矿流体的 pH 值和 Eh 值

(1) pH 值。根据刘斌 (2011) 提出的 NaCl-H₂O 体系包裹体的 pH 值公式^[29]:

$$[\text{H}^+]^2 = \frac{K_w}{1 + \frac{\sqrt{m_{\text{NaCl}} K_{\text{NaCl}}}}{K_{\text{HCl}}}} \quad (1);$$

$$\text{pH} = -\lg [\text{H}^+] \quad (2)$$

其中, (1) 中的平衡常数 K_w 、 K_{NaCl} 和 K_{HCl} 均引用 Ryzhenko 和 Bryzgalin (1984) 给出的数

据^[30], 而 m_{NaCl} 为包裹体盐度转换的 NaCl 的摩尔浓度, 结合公式 (1) 和 (2) 即可得出成矿流体的 pH 值。

据之前测出的合仁坪金矿床中石英的温度, 取主成矿期石英的温度为 $200 \text{ }^\circ\text{C}$, 盐度约为 5% , 压力取 20 MPa , 得出 $K_w = 10 - 11.147$, $K_{\text{NaCl}} = 100.42$, $K_{\text{HCl}} = 100.06$, $m_{\text{NaCl}} = 0.9 \text{ mol/L}$, 经计算可得合仁坪金矿床主成矿期石英阶段流体 $\text{pH} = 5.75$, 呈弱碱性 (在 $200 \text{ }^\circ\text{C}$, 压力 MPa 下, 纯水的 $\text{pH} = 5.64$), 适合金的沉淀; 碳酸盐阶段方解石的温度值为 $225 \text{ }^\circ\text{C}$, 盐度约为 5.8% , 压力取 22.5 MPa , 得出 $K_w = 10^{-11}$, $K_{\text{NaCl}} = 100.135$, $K_{\text{HCl}} = 10 - 0.305$, $m_{\text{NaCl}} = 1.05 \text{ mol/L}$, 经计算可得合仁坪金矿床碳酸盐阶段流体 $\text{pH} = 5.69$, 呈弱碱性 (在 $225 \text{ }^\circ\text{C}$, 压力 22.5 MPa 下, 纯水的 $\text{pH} = 5.5$)。

(2) Eh 值。根据 Ryzhenko 和 Bryzgalin (1984) 给出的 Eh 值计算公式计算^[30]:

$$\text{Eh}/V = -9.921 \times 10^{-5} T \times$$

$$\left[\frac{1}{2} \lg K_1 - \frac{1}{2} \lg f_{\text{O}_2} + 2\text{pH} \right] \quad (3)$$

$$\lg f_{\text{O}_2} = \frac{1}{3} \lg K_1 - 0.20 \quad (4)$$

其中 K_1 引用 Ryzhenko 和 Bryzgalin (1984) 给出的数据^[30], 而 f_{O_2} 可以根据公式 (4) 计算得出。

经计算可得出石英阶段流体的 Eh 值约为 0.174 V , 方解石阶段流体的 Eh 值约为 0.146 V , 这说明合仁坪金矿床的成矿流体呈弱氧化性。这与所测包裹体气相成分相吻合, 即石英和方解石中的氧化气体含量较高 (激光拉曼光谱测试中该

矿床的气相成分主要为 CO_2 和 H_2O 。

3.4 激光拉曼光谱分析

包裹体的激光拉曼光谱分析是一种对矿物中单个流体包裹体进行定性的非破坏性分析方法, 本次共选用了 10 件样品在中国科学院地球化学研究所进行激光拉曼光谱分析。研究表明, 合仁坪金矿床流体包裹体气相成分主要为 H_2O , 另外还发现有 CO_2 、 CO 、 CH_4 、 N_2 等气体(图 10), 其中 CO_2 的含量最高, CH_4 次之, CO 和 N_2 含量最低; 液相成分主要为 H_2O 和 CO_3^{2-} (图 11)。前人已有的研究表明, 流体如有 CH_4 、 N_2 等有机质的加入, 会大大增加不混溶现象发生的几率, 从而导致沸腾作用的发生^[31]; 然后经由 CO_2 等挥发分逸出, 促使流体介质发生强烈变化, 使金等金属元素发生沉淀而富集成矿。这预示着深部沉积物变质脱水是该矿成矿流体形成的主要方式^[32-37]。

4 流体的 H、O 同位素

H、O 同位素研究表明, 合仁坪金矿床中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 16.4‰~20.5‰, 平均为 18.2‰; 而钠长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 15.4‰~17.7‰, 均值为 16.1‰, 明显小于该矿中石英的 O 同位素组成; 石英中流体包裹体 δD 测定值为 -69‰~-55‰, 钠长石中流体包裹体的 $\delta^{18}\text{D}$ 测定值为 -67‰~-62‰。显然, 相对于石英, 钠长石中流体的 δD 值更加稳定。

根据 Clayton 等^[38] 提出的石英与水之间的氧同位素分馏方程 $10^3 \ln \alpha = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 2.90$, 可计算出与之平衡的水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 7.1‰~10.8‰(表 2), 均值为 8.2‰; 根据钠长石与水之间的氧同位素分馏方程^[39]: $10^3 \ln \alpha = 2.78 \times 10^6 / T^2 - 2.89$, 可求得相对应的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 9.02‰~10.53‰(表 2), 均值为 8.9‰。将上述

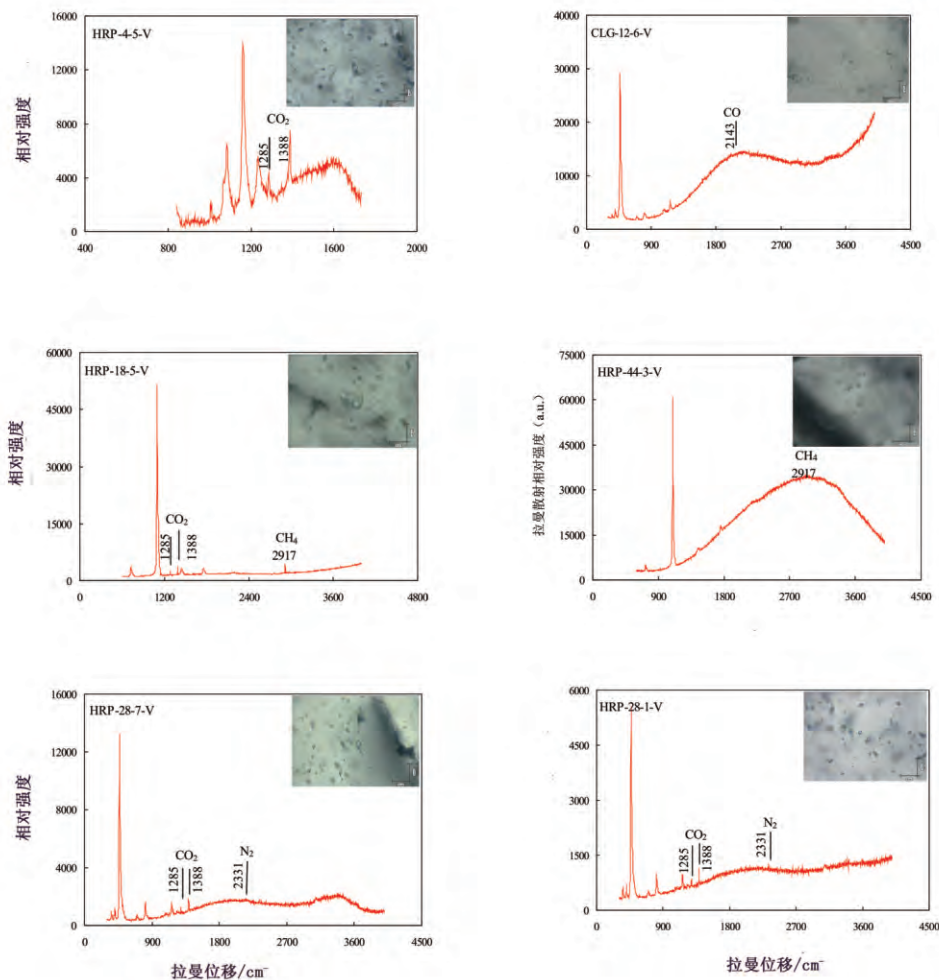


图 10 合仁坪金矿床流体包裹体气相激光拉曼光谱图

Fig.10. Laser Raman spectra for gaseous phase of fluid inclusions in Herenping gold deposit.

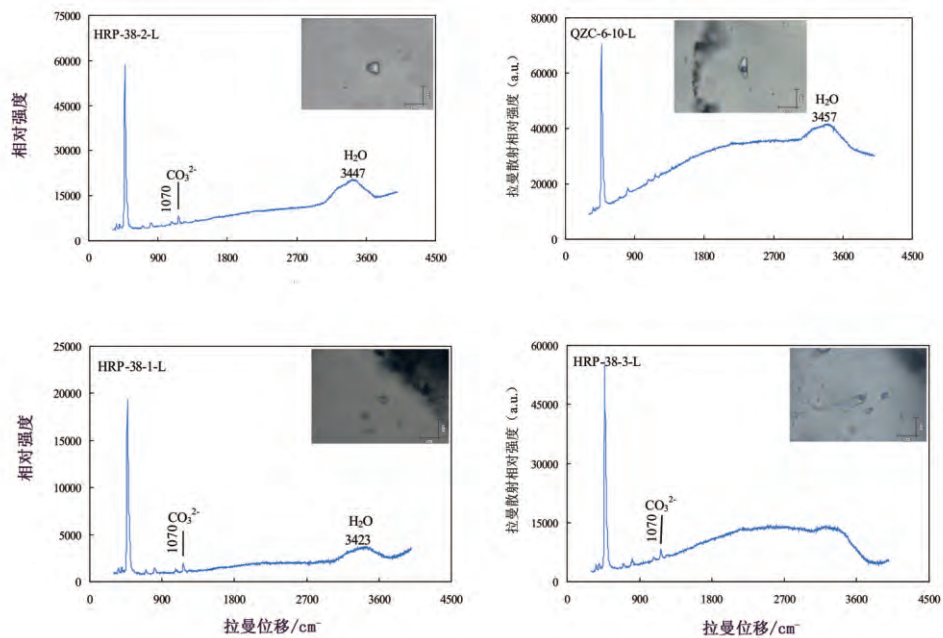


图 11 合仁坪金矿床流体包裹体液相激光拉曼光谱图

Fig. 11. Laser Raman spectra for liquid phase of fluid inclusions in Herenping gold deposit.

表 3 合仁坪金矿床石英、钠长石氢氧同位素组成(‰)
Table 3. Hydrogen and oxygen isotope compositions(‰)
of quartz and albite from Herenping gold deposit

样品号	矿物	$\delta^{18}D_{V-SMOW}‰$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}‰$	$\delta^{18}O_{H_2O}‰$
HRP-23	石英	-60	16.4	7.4
HRP-27	石英	-55	18.2	8.8
HRP-50	石英	-62	17.8	7.4
CLG-14	石英	-59	17.0	8.0
CLG-23	石英	-60	17.8	7.5
CLG-38	石英	-57	19.0	7.1
QZC-10	石英	-58	18.6	10.8
QZC-17	石英	-69	20.5	8.9
HRP-6	钠长石	-64	15.6	7.3
HRP-18	钠长石	-62	16.5	9.2
HRP-24	钠长石	-63	16.1	10.2
CLG-5	钠长石	-67	17.7	10.5
CLG-21	钠长石	-65	15.7	8.8
CLG-39	钠长石	-64	15.5	8.2
QZC-13	钠长石	-67	15.4	8.1

$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值和 δD 值投影到 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 关系图中, 可以看出, 合仁坪金矿床的成矿流体主要落于变质水和岩浆水的重叠处及其附近(图 12)。众所周知, 湘西一带岩浆活动微弱, 矿区及其外围没有任何岩浆岩出露, 因此, 该矿的成矿流体不太可

能是来自岩浆水, 成矿流体很可能是主要来源于变质水。而且, 与国内外典型脉型金矿类似, 该矿的成矿流体也表现出低盐度、富含 CO_2 的特征, 这种特征很难用传统的岩浆热液形成模式进行合理解释^[34]。

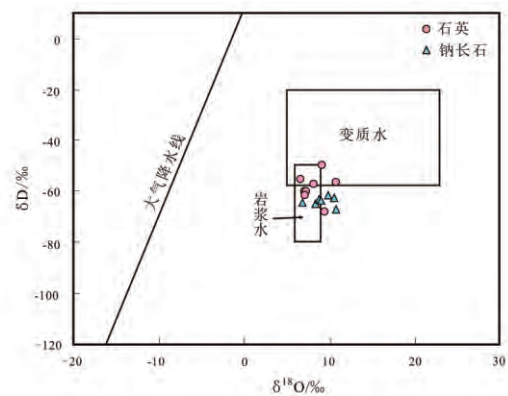


图 12 合仁坪金矿床成矿流体 $\delta^{18}D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 关系图

Fig.12. $\delta^{18}D-\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of ore-forming fluids for Herenping gold deposit.

前人对湖南雪峰山地区石英脉型金矿床也进行了较多氢、氧同位素研究。其中以黄金洞金矿床为代表的湘东北地区石英的 $\delta^{18}O$ 值为 16.14‰~17.12‰, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 7.59‰~9.42‰,

δD 为 $-85\text{‰} \sim -55\text{‰}$ ^[40]; 以沃溪金锑钨矿床为代表的湘西地区石英的 $\delta^{18}O$ 值为 $15.3\text{‰} \sim 18.3\text{‰}$, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $2\text{‰} \sim 13.6\text{‰}$, δD 值为 $-81\text{‰} \sim -64\text{‰}$ ^[2]; 以漠滨金矿床为代表的湘西南地区石英的 $\delta^{18}O$ 值为 $14.1\text{‰} \sim 17.7\text{‰}$, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-0.4\text{‰} \sim 5.1\text{‰}$, δD 为 $-65\text{‰} \sim -37\text{‰}$ ^[41-42]。他们得出的结论是该区成矿流体来源于变质水, 这表明在雪峰山地区, 变质热液成矿事件是普遍存在的, 不同金矿床之间可能存在着共同或相似的成矿机制。

国外对加拿大 Superior 省 Abitibi 地区、Cordillera 地区金矿的研究发现, 金矿床中石英的 $\delta^{18}O$ 变化范围小, 均一化程度高^[43-45]。如果同位素均一化现象在某地区的许多金矿床中普遍存在, 表明热液成矿事件是大规模的、区域性的现象, 它暗示成矿过程中, 不同金矿床之间存在共同的成矿机制^[45]。在雪峰山地区, 湘东北的黄金洞金矿 ($16.14\text{‰} \sim 17.12\text{‰}$)、湘西的沃溪 ($15.3\text{‰} \sim 18.3\text{‰}$) 湘西南的漠滨金矿 ($14.1\text{‰} \sim 17.7\text{‰}$), 其石英的 O 同位素组成十分一致, 表明这些金矿床也应具有共同的成矿机制。本文研究的合仁坪钠长石-石英脉型金矿, 尽管其脉体组成明显不同于石英脉型金矿, 但其石英和钠长石 O 同位素组成 (分别为 $16.4\text{‰} \sim 20.5\text{‰}$ 和 $15.4\text{‰} \sim 17.7\text{‰}$) 与区域上石英脉型金矿相当吻合, 表明它们应具有相同或相似的成矿机制。因此, 合仁坪金矿的成矿流体主要是来自变质水, 且这种变质作用很可能与加里东造山作用有关。

5 流体成矿机制探讨

5.1 流体性质

合仁坪金矿床中的流体属于中低温、低盐度、低密度、弱碱性的流体, 流体中富含 CO_2 , 同时也含有少量的 CH_4 和 N_2 。

5.2 流体来源

氢、氧同位素显示合仁坪金矿床中的成矿流体来源于变质水, 与区域内黄金洞金矿床、沃溪金锑钨矿床和漠滨金矿床的成矿流体来源于一致, 这表明在雪峰山地区, 变质热液成矿事件是普遍存在的。

根据邓穆昆等 (2015) 关于合仁坪金矿床稳定同位素研究, 该矿中硫和铅主要来自围岩以外的深部地壳, 而锶也明显高于地幔和赋矿地层的锶同位素组成, 成矿流体应来自外部, 这种富放射成因锶的流体很可能是来自深部富含放射成因锶的更古老地壳。张婷等 (2014) 的研究也得出该矿脉中钠长石的钠质不是来自赋矿围岩, 而是由成矿流体从外界带入的, 来自更古老的基底, 而石英中的硅质则部分来自赋矿围岩^[11]。所以合仁坪金矿床中的成矿流体主要是来源于深部的变质流体。

5.3 流体演化

各个阶段流体包裹体的类型和均一温度既相似也存在差异, 所以成矿流体经历了一个复杂的演化过程。从成矿早期到成矿晚期, 流体包裹体的均一温度、盐度和压力逐渐下降, 而且盐度随着均一温度的降低而降低, 呈正相关性, 但是值得注意的是, 该矿方解石的均一温度测定值明显高于石英, 这显然与地质事实不符, 因为石英形成于主成矿期, 而方解石是形成于主成矿之后。石英中流体包裹体均一温度测定值偏低, 可能与主成矿期成矿流体压力过高有关, 前人的研究表明, 压力效应导致矿物中的流体包裹体均一温度测定值偏低的重要原因^[14]。而且液压致裂角砾岩 (图 2D) 在该矿区普遍存在, 也证实了其成矿流体为一种超高压的流体。

5.4 矿石沉淀机制

一般来说, 流体的混合作用和沸腾作用是矿床中矿石沉淀的重要方式^[24], 而合仁坪金矿床的盐度和均一温度呈现良好的正相关性, 成矿流体的盐度随均一温度的降低而降低, 这可能是高温、高盐度的流体与另一种相对低温低盐度的流体发生混合作用; 同时, 流体中包含有 CH_4 、 N_2 等有机质, 极易发生不混溶现象, 从而导致流体沸腾作用的发生。而且该矿成矿流体的压力值范围为 $4 \sim 209$ MPa, 变化如此之大说明与流体的沸腾作用有关^[24, 26-27], 这与我们镜下观察到同一视域中不同气液比的包裹体共存现象 (图 4E) 相吻合。

合仁坪金矿床中, 褪色化分布最为广泛, 是该区金矿最重要的找矿标志, 这表明水岩反应也是矿石沉淀的重要机制, 而且合仁坪金矿床中成

矿流体的碳来源于赋矿围岩,水/岩反应导致围岩中的碳酸盐溶解。

5.5 流体成矿过程

加里东期的造山作用导致了一系列深大断裂的形成和变形变质作用的发生,这些变质作用引起深部的变质流体循着断裂向上运移并萃取底部岩石的成矿元素金,随着区域地壳的隆升,这些含矿的变质流体迁移至浅部的断裂中,在遇到浅部氧化性围岩(马底驿组地层)以及断裂裂隙时,流体与围岩发生反应而沿马底驿组地层层间或裂隙充填,流体温度、盐度和压力逐渐下降,导致混合作用和沸腾作用的发生,从而使金沉淀成矿。

6 结 论

(1) 合仁坪金矿床中的流体包裹体类型简

单,主要为 L-V 型富液相水溶液包裹体,以原生包裹体为主。

(2) 合仁坪金矿床成矿流体属于中低温、低盐度的流体;流体密度为 $0.633 \sim 0.997 \text{ g/cm}^3$,成矿压力为 $4 \sim 209 \text{ MPa}$,成矿深度为 $1.2 \sim 6.8 \text{ km}$,该矿床形成于中低压力、中浅成条件下。

(3) 该矿成矿流体的气相成分主要为 H_2O 和 CO_2 ,也含有 CH_4 、 N_2 和 CO ,液相成分主要为 H_2O 和 CO_3^{2-} ,该矿的成矿流体主要为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。

(4) 合仁坪金矿床成矿流体主要来源于变质水,含有机质的沉积物变质脱水是该矿成矿流体形成的主要方式。

(5) 流体混合作用和沸腾作用是导致该区金矿石发生沉淀的重要机制。

参 考 文 献:

- [1] 丁碧英,杨燕征,廖凤先. 湘西金矿矿物包裹体研究及矿床成因探讨 [J]. 中南矿冶学院学报, 1981, 12(2): 114-120.
- [2] 罗献林,易诗军,梁金城. 论湘西沃溪金锑钨矿床的成因 [J]. 地质与勘探, 1984, 20(7): 1-10.
- [3] 牛贺才,马东升. 湘西南型金矿床流体包裹的研究 [J]. 矿物学报, 1991, 11(4): 386-394.
- [4] 彭建堂,胡瑞忠,赵军红,符亚洲,林源贤. 湘西沃溪 Au-Sb-W 矿床中白钨矿 Sm-Nd 和石英 Ar-Ar 定年 [J]. 科学通报, 2003, 48(18): 1976-1981.
- [5] 彭建堂,胡瑞忠,赵军红,符亚洲,袁顺达. 湘西沃溪金锑钨矿床中白钨矿的稀土元素地球化学 [J]. 地球化学, 2005, 34(2): 115-122.
- [6] 彭渤, Frei R, 涂湘林. 湘西沃溪 W-Sb-Au 矿床白钨矿 Nd-Sr-Pb 同位素对成矿流体的示踪 [J]. 地质学报, 2006, 80(4): 561-570.
- [7] 董树义,顾雪祥, Schulz O, Vavtar F, 刘建明, 郑明华, 程文斌. 湖南沃溪 W-Sb-Au 矿床成因的流体包裹体证据 [J]. 地质学报, 2008, 82(5): 641-647.
- [8] Zhu Y N, Peng J T. Infrared microthermometric and noble gas isotope study of fluid inclusions in ore minerals at the Woxi orogenic Au-Sb-W deposit, western Hunan, South China [J]. Ore Geol Rev, 2015, 65: 56-69.
- [9] 王国强,彭建堂,张东亮,阳杰华,沈能平. 湘西柳林汉金矿带中钠长石的矿物学和地球化学特征 [J]. 矿物学报, 2009, 29(4): 463-470.
- [10] Peng J T, Hu A X, Deng M K, Hu S Q, Ting Z. Geological characteristics of the Herenping albite-quartz lode gold deposit, Western Hunan, South China [J]. Acta Geol Sin, 2014, 88(2): 781-782.
- [11] 张婷,彭建堂. 湘西合仁坪钠长石-石英脉型金矿床围岩蚀变研究 [J]. 地球科学与资源学报, 2014, 36(4): 32-44.
- [12] 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 湖南省沃溪式层控金矿地质 [M]. 北京: 地震出版社, 1996: 90-92.
- [13] Hall D L, Stemer S M, Bodnar R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions [J]. Economic Geology, 1988, 83(1): 197-202.
- [14] 涂光炽. 中国层控矿床地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1984: 1-708.
- [15] 余大龙. 滇滨金矿包裹体研究 [J]. 地球化学, 1990, 19(1): 72-80.
- [16] 阎明,马东升,刘英俊. 淘金冲金矿成矿流体地球化学和矿床成因研究 [J]. 矿床地质, 1994, 13(2): 156-162.
- [17] 彭建堂,戴塔根. 湘西南金矿床成矿流体地球化学研究 [J]. 矿床地质, 1999, 18(1): 73-82.
- [18] Barnes H L. Geochemistry of hydrothermal ore deposits [M]. New York: John Wiley & Sons, 1979: 404-460.
- [19] Craw D, Johnstone R D, Rattenbury M S. Tectonic-hydrothermal Au-Cu mineralization in a metamorphic-metecoric fluid mixing zone, westland, New Zealand [A]. Proceedings of the 6th International Symposium on Water-Rock Interaction [C], Malvern, UK: WRI, 1989: 167-169.

- [20] Shibue Y. Mixing diagrams of hydrothermal solutions and their applications to some hydrothermal ore deposits in Japan [A]. *Proceedings of the 6th International Symposium on Water-Rock Interaction* [C]. Malvern, UK: WRI Water-Rock Interaction, 1989: 625-628.
- [21] Pan Y M, Fleet M E. Calc-silicate Alteration in the Hem lo gold deposit, Ontario; mineral assemblages, P-T-X constraints, and significance [J]. *Economic Geology*, 1992, 87(4): 1107-1120.
- [22] Pan Y M, Fleet M E. The late Archean Hem lo gold deposit, Ontario Canada: A review and synthesis [J]. *Ore Geology Reviews*, 1995, 9(6): 455-488.
- [23] 张德会. 成矿流体中金的沉淀机理研究述评 [J]. *矿物岩石*, 1997, 17(4): 122-130.
- [24] Wilkinson J J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [J]. *Lithos*, 2001, 55(1-4): 229-272.
- [25] 曾键年, 范永香. 流体混合作用导致金沉淀机理的实验研究 [J]. *地球科学*, 2002, 27(1): 41-45.
- [26] Sibson R H, Robert F, Poulsen K H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits [J]. *Geology*, 1988, 16(6): 551-555.
- [27] McCuaig T C, Kerrich R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics [J]. *Ore Geology Reviews*, 1998, 12(6): 381-453.
- [28] Bischoff J L. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions: A PVTX summary from 300 to 500 °C [J]. *American Journal of Science*, 1991, 291(4): 309-338.
- [29] 刘斌. 简单体系水溶液包裹体 pH 和 Eh 的计算 [J]. *岩石学报*, 2011, 27(5): 1533-1542.
- [30] Ryzhenko B N, Bryzgalin O V. Reference neutrality points for the redox and acid-base properties of aqueous solutions at the parameters for hydrothermal ore formation [J]. *Geokhimiya*, 1984(7): 1056-106.
- [31] Naden J, Shepherd T J. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition [J]. *Nature*, 1989, 342(6251): 793-795.
- [32] Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G, Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types [J]. *Ore Geology Reviews*, 1998, 13(1-5): 7-27.
- [33] Hagemann S C, Cassidy K F. Archean orogenic lode Au deposits [J]. *Reviews in Economic Geology*, 2000, 13: 9-68.
- [34] Ridley J R, Diamond L W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models [J]. *Rev Econ Geol*, 2000, 13: 141-162.
- [35] Goldfarb R J, Groves D I, Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis [J]. *Ore Geology Reviews*, 2001, 18(1-2): 1-75.
- [36] 武广, 孙丰月, 赵财胜, 丁清峰, 王力. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究 [J]. *岩石学报*, 2007, 23(9): 2227-2240.
- [37] 武广, 李忠权, 糜梅, 刘军, 朱明田. 大兴安岭北部砂宝斯金矿床成矿流体特征及矿床成因 [J]. *矿物岩石*, 2008, 28(1): 31-38.
- [38] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77(17): 3057-3067.
- [39] Matsuhisa Y, Goldsmith J R, Clayton R N. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1979, 43(7): 1131-1140.
- [40] 罗献林. 论湖南黄金洞金矿床的成因及成矿模式 [J]. *桂林冶金地质学院学报*, 1988, 8(3): 225-239.
- [41] 余大龙. 漠滨金矿稳定同位素研究 [J]. *贵州工学院学报*, 1987(2): 99-109.
- [42] 刘英俊, 孙承轶, 马东升. 江南型金矿及其成矿地球化学背景 [M]. 南京: 南京大学出版社, 1993: 171-193.
- [43] Fyfe W S, Kerrich R. Gold: Natural concentration process [A]. Foster R P In: *Gold 82, the Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits* [C]. Balkema, Rotterdam: A A Balkema Publishers, 1984: 99-126.
- [44] Kerrich R. The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in the metamorphic rocks [J]. *Assoc. Canada. Short Course Handbook*, 1987, 13: 287-336.
- [45] Nesbitt B E, Muehlenbachs K, Murowchick J B. Genetic implications of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera [J]. *Economic Geology*, 1989, 84(6): 1489-1506.