第 28 卷第 7 期 中国有色金属学报 2018 年 7 月
Volume 28 Number 7 The Chinese Journal of Nonferrous Metals July 2018
DOI：10.19476/j.ysxb.1004.0609.2018.07.17

安徽汞洞冲角砾岩型铅锌矿床成矿作用过程: 来自矿床地质、流体包裹体和 C、H、O、S 同位素的证据

吴皓然[1]，谢玉玲[1]，王爱国[2]，钟日晨[1]，王　莹[1]，安卫军[1]

(1. 北京科技大学 土木与资源工程学院，北京 100083；
2. 南京地质矿产研究所，南京 210016)

摘　要：汞洞冲铅锌矿床位于大别成矿带的东段，是该区内重要的角砾岩型多金属矿床。矿体受角砾岩体控制，赋存于早古生代佛子岭岩群诸佛庵组云母石英片岩和千枚岩之中。矿床经历他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)、自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)和方解石−绿泥石−黄铁矿阶段(Ⅲ)，其中Ⅱ阶段为最主要的铅锌沉淀阶段。流体包裹体岩相学、显微测温、激光拉曼综合研究表明：Ⅰ阶段主要发育富 CO_2 包裹体(均一温度为 307~354 ℃，盐度($NaCl_{eq}$)为 0.6%~5.6%(质量分数))和含子晶多相包裹体(均一温度为 323~377 ℃，盐度为 38.2%~45.3%)；Ⅱ阶段主要发育气液相体积比变化很大的气液两相水溶液包裹体，及少量含 CO_2 的包裹体，均一温度为 249~315 ℃，盐度($NaCl_{eq}$)为 2.9%~6.9%；Ⅲ阶段主要发育气液两相水溶液包裹体，均一温度为 242~280 ℃，盐度为 1.4%~5.0%，其中Ⅰ阶段流体发生了沸腾作用。H、O 同位素测试结果表明：Ⅰ阶段硅化细粒石英流体包裹体显示岩浆水来源，而Ⅱ阶段晶簇石英的流体包裹体则存在有大气水混入的特征。成矿流体由中高温、高盐度、富 CO_2 的岩浆水向低温、低盐度、贫气富水的大气水方向演化。C−O 同位素测试结果表明，与铅锌等金属共生的白云石中 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDF}$ 值为-4.6×10^{-3}~-1.2×10^{-3}之间，相对变化较小，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为 7.1×10^{-3}~10.2×10^{-3}，显示岩浆碳酸岩来源。金属硫化物的 $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值变化范围很窄，在 2.5×10^{-3}~4.5×10^{-3} 之间，也显示深源硫的特征。综合分析表明：汞洞冲铅锌矿床为一热液隐爆角砾岩型矿床，成矿流体和成矿物质主要来自深部的岩浆热液，矿床经历了隐爆作用和减压过程，使得流体发生了沸腾作用，此时气液相开始分离，CO_2 不断逃逸，成矿金属在残存的高盐度液相中富集，随后大气降水沿着隐爆作用所产生的裂隙加入热液中，流体混合使得体系盐度大幅降低，金属络合物失稳，最终铅锌大量沉淀。

关键词：汞洞冲；隐爆角砾岩；沸腾作用；混合作用；岩浆热液
文章编号：1004-0609(2018)-07-1418-24　　**中图分类号**：P611　　**文献标志码**：A

汞洞冲铅锌矿床地处安徽省金寨县境内，大地构造位置上位于大别造山带东段的北淮阳构造域内。该区自扬子陆块北向与华北陆块碰撞以来，经历了多期次复杂的构造岩浆作用，发育有许多不同成因类型的多金属矿床，构成我国目前极为重要的多金属成矿带之一。多年来，国内外地质学家对大别地区晚古生代至早中生代期间的板块碰撞−深俯冲作用、岩石超高压变质过程、以及折返机制等问题上做了大量工作[1−6]，而对该区矿产资源的关注则相对薄弱。随着近些年对该区找矿工作的大力开展，陆续发现了很多具有重要经济意义矿床，例如斑岩型的沙坪沟钼矿、汤家坪钼矿，矽卡岩型的银水寺铅锌矿，石英脉型的东溪金矿，以及隐爆角砾岩型的汞洞冲铅锌矿等。表明在燕山期中国东部岩石圈减薄的构造事件背景下，伴随着强烈的岩浆活动，该区形成了一个颇具规模的斑岩、斑岩−矽卡岩、隐爆角砾岩筒成矿系统。众学者们对一些典型矿床的成矿地质特征[7−8]、成矿动力学背景[9]、岩石地球化学特征[10−11]、成岩成矿年代学[11−15]、成矿流体特征[16−17]等方面也进行了大量细致的工作，为大别山地区的成矿规律和找矿工作提供了重要的理论依据和现实意义。

汞洞冲矿床是大别造山带东段(安徽段)目前为止

基金项目：国土资源部公益性行业基金项目(201011011)；中国地质调查局项目(2014-01-020-010)
收稿日期：2017-04-18；**修订日期**：2017-07-10
通信作者：谢玉玲，教授，博士；电话：13601236643；E-mail：yulingxie63@hotmail.com

最大的铅锌矿床，控制的铅锌储量达到中型规模，其中铅锌金属储量 14 万 t，伴生金 1270 kg、银 143 t、铜 3190 t[18]，具有极大的开采前景。此外，在矿床所处的鲜花岭地区还发育有很多类似的角砾岩筒以及矿化现象，但以往仅对汞洞冲含矿角砾岩筒的地质特征进行了描述[19−20]，而对其成矿物质来源、成矿流体特征等尚未进行过系统研究。成矿流体是联系矿源、成矿物质迁移途径和矿体三者的重要纽带，对于揭示复杂的成矿系统起着至关重要的作用，因此查明矿床流体特征对于阐明成矿作用过程具有十分重要的意义[21−25]。另外，大别山地区发现的许多矿床均被证明是由岩浆活动来提供主要成矿物质，并驱动成矿作用的发生，而在汞洞冲矿床内并没有直接发现与成矿关系密切的侵入体，因此，查明矿床金属来源对解决矿床的成因问题至关重要。本文作者拟以汞洞冲铅锌多金属矿床为研究对象，在前人工作的基础上，通过详细的野外地质调研、矿区主要矿石和蚀变岩石的岩相学、矿相学、SEM/EDS(扫描电镜/能谱分析)、流体包裹体显微测温、包裹体激光拉曼以及稳定同位素地球化学分析等，探明矿区内蚀变类型、矿物组合、成矿物质来源、成矿流体性质及特征，为探讨成矿作用过程和矿床成因提供依据。

1　区域地质和矿区地质概况

1.1　区域地质背景

大别造山带地处秦岭−大别造山带的东段，为印支期扬子陆块与华北陆块碰撞形成的一条巨型造山带(见图 1)。由商城−麻城断裂为界，将大别造山带进一步分为东大别与西大别，其北部以明港−六安断裂为界、南部以襄樊−广济断裂为界，分别与华北陆块和扬子陆块相邻；向西逾南阳盆地与秦岭造山带相接，其东侧则受郯庐走滑断裂的影响，形成了与秦岭−大别造山带遥相对应的苏鲁造山带。前人的研究认为，大别造山带的形成经历了洋壳俯冲、陆−陆碰撞、深俯冲板片断离、超高压变质岩折返等复杂的动力学过程[26]。并将其演化过程进一步划分为以下 3 个阶段：1) 二叠纪末至三叠纪(230 Ma 以前)，洋盆逐渐闭合、扬子陆块与华北陆块相碰撞，同时扬子陆块基底向北

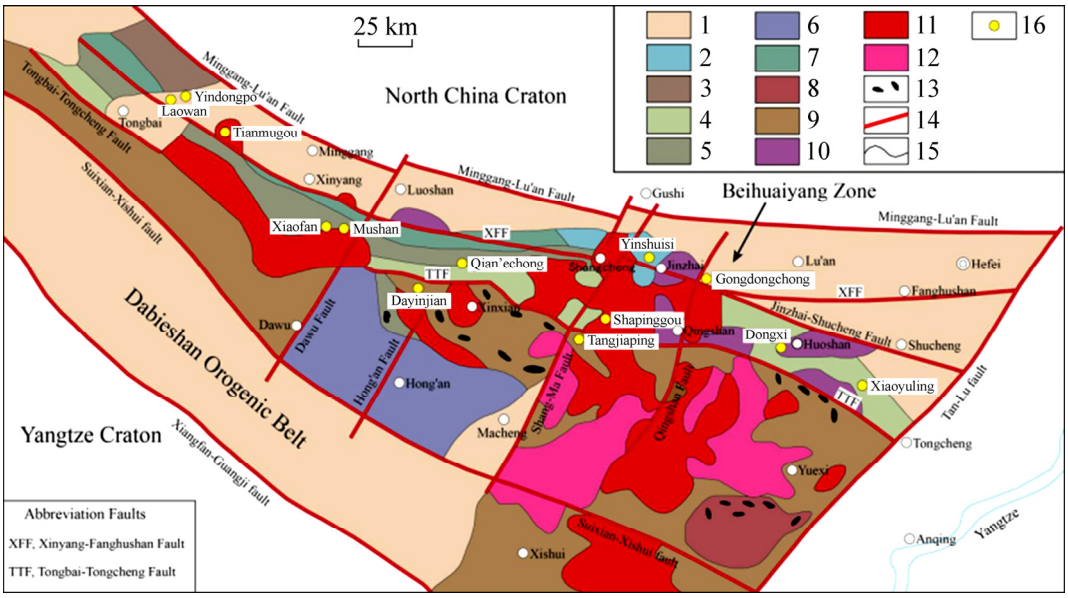

图 1　大别造山带地质简图[12]：1—中新生代地层(K-E)；2—石炭系；3—二郎坪群(Pt_3E-PzE)；4—卢镇关岩群(Pt_3L)，佛子岭岩群(Pt_3F-Pz_1F)；5—龟山组(Pt_2g)，南湾组(Dn)；6—红安岩群(Pt_3H)；7—秦岭岩群(Pt_2Q)；8—宿松群(Pt_2S)；9—桐柏−大别变质杂岩(Ar_3D-Pt_1D)；10—白垩纪火山岩；11—燕山期花岗岩；12—晋宁期花岗岩；13—榴辉岩；14—断裂；15—地质界线；16—矿床

Fig. 1　Geological sketch map of Dabie orogenic belt[12]: 1—Mesozoic sedimentary rocks and Cenozoic sediments(K-E); 2—Carboniferous; 3—Erlangping Group; 4—Luzhenguan Group(Pt_2L), Foziling Group(Pt_3F-Pz_1F); 5—Guishan Formation(Pt_2g), Nanwan Formation(Dn); 6—Hong'an Group(Pt_3H); 7—Qinling Group(Pt_2Q); 8—Susong Group(Pt_2S); 9—Tongbai-Dabie complex(Ar_3D-Pt_1D); 10—Cretaceous volcanic rocks; 11—Yanshanian granites; 12—Jinningian granites; 13—Eclogite; 14—Fault; 15—Geological boundary; 16—Deposit

进行深俯冲，并经历超高压岩石峰期的变质过程[27]；2) 晚三叠纪至早侏罗纪(230~170 Ma)，超高压岩石折返至中上地壳，经历了同碰撞折返过程[26]；3) 早白垩纪以来(约 140 Ma)，大别山地区则主要表现为碰撞后的伸展构造格局，超高压变质岩石经历进一步的折返[28]。众学者们对此区构造单元的划分大同小异，更多的是称谓上的不同，目前较为认可的观点是四单元划分法，自北向南依次划为北淮阳构造带、北大别构造带、南大别构造带和宿松构造带[29]。其中汞洞冲矿床所位于的北淮阳构造带被认为是扬子板块在俯冲过程中被刮削下来的构造加积楔，为一具有扬子板块信息的浅变质基底和盖层[30]。

大别造山带的中部为中深变质杂岩体，南北两侧分布浅变质岩和未变质的盖层[31]。地层出露较为复杂，在东大别地区，除了新太古界−古元古界的桐柏−大别变质杂岩外，还分布有中元古界的宿松岩群、新元古界的卢镇关岩群、新元古界−早古生界的佛子岭岩群以及中新生代地层等(见图 1)。其中，大别变质杂岩主要出露于岳西地区，在北淮阳构造带分布较少，岩石组成主要为磁铁石英岩、磁铁角闪岩、磁铁变粒岩、斜长角闪片麻岩、二长质片麻岩等[32]；宿松群主要出露于宿松地区，主要岩石类型有花岗闪长质片麻岩、白云斜长片麻岩、二长花岗质片麻岩等；佛子岭岩群主要出露于北淮阳区域，为一套中浅变质岩系，主要由板岩、千枚岩和云母石英片岩等所组成，原岩为一套砂岩−砂泥岩−泥岩。佛子岭岩群和卢镇关岩群是北淮阳地区极为重要的赋矿地层，前人认为它们形成于中朝大陆板块南部活动大陆边缘环境，属大陆边缘半深海−深海槽盆相类复理建造，经区域变质作用成为绿片岩和浅粒岩[32−34]。大别地区发生有多期次的岩浆侵入事件，其中以燕山期岩浆活动最为强烈。迄今为止，在大别山地区发现的金属矿床大多与中生代岩浆活动关系密切，前人对于该区岩浆岩的岩石学、岩石化学、年代学及产出环境与构造背景，做了大量研究工作[35−38]，认为区内构成侵入岩带的各个岩体具有相似的成岩方式和物质来源，很可能是白垩世拉张环境的产物[36]。杜建国[35]的研究结果认为，桐柏−大别造山带在燕山早−晚期形成的岩浆岩带在空间分布上主要受印支期和燕山期构造格局的共同影响，即受碰撞造山后作用和太平洋构造域的双重制约。

1.2 矿区地质

汞洞冲矿区地处金寨县鲜花岭地区(见图 2)，构造位置上位于 NW 向金寨−舒城断裂和 NE 向青山断裂

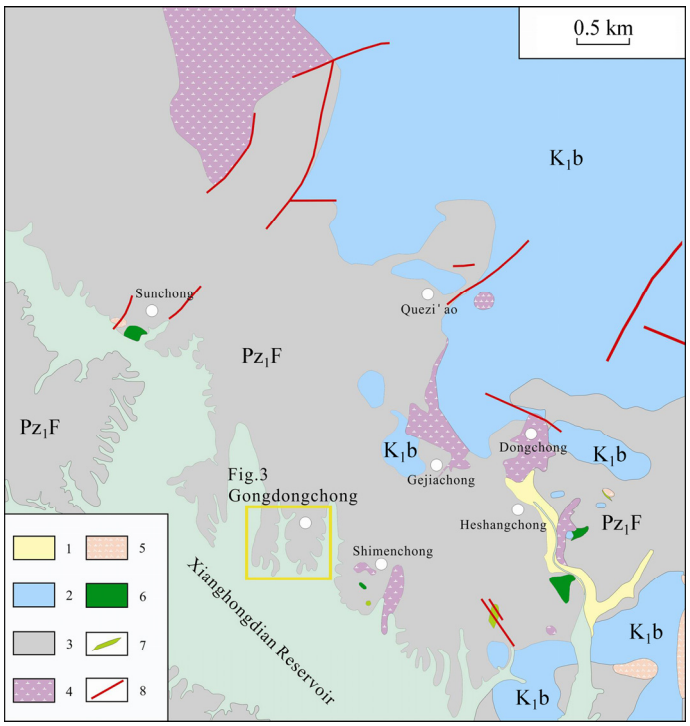

图 2 金寨县鲜花岭地区地质简图(据安徽省地质矿产勘查局 313 地质队 1:10000 地区地形地质图资料)：1—第四系；2—白云庵组(K_1b)；3—佛子岭岩群(Pz_1F)；4—闪长岩；5—闪长玢岩；6—角砾岩；7—硅化脉；8—断层

Fig. 2 Geological sketch map of Xianhualing district in Jinzhai County, Anhui Province: 1—Quaternary; 2—Baiyun'an Group(K_1b); 3—Foziling Group(Pz_1F); 4—Diorite complex body; 5—Diorite porphyry; 6—Breccia; 7—Silicified vein; 8—Fault

的交汇处，南部为响洪甸水库。矿区地层简单，主要为早古生代佛子岭岩群诸佛庵组、八道岭组浅变质岩系，以绢云母片岩、绢云母石英片岩为主。在矿区外围(东北部)见中生代以来陆相地层，主要是早白垩纪火山岩和新生代红层。其中，白垩纪火山岩自下而上依次为黄石滩组、白云庵组和响洪甸组，呈盖层不整合于基底佛子岭岩群之上。该区断裂构造主要有 NW 向、NE 向和近 EW 向三组。其中，NW 向断裂构造形成较早，断裂面一般较平直，延伸稳定，具有多期次活动的特点，是区内重要的控矿构造，NE 向断裂形成较晚，是 NW 向断裂的派生构造，断裂面不平直，一般延伸不远。在上述两组构造的交汇部位常发育有角砾岩筒，如孙冲、东冲、石门冲等地(见图 2)。该区中生代岩浆活动强烈，除白垩纪火山岩外，常发育有大量闪长玢岩－二长岩－正长岩的侵入岩脉。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果表明，鲍冲石英闪长岩体主要形成于(129.1±1.2) Ma，孙冲石英正长岩脉形成于(128.4±1.3) Ma，西冲闪长玢岩体形成于(129.1±1.3) Ma[39]。

1.3　矿体特征

汞洞冲矿床地表为石英脉型金矿化，深部为角砾岩型的铅锌矿，矿体形态、产状主要受角砾岩体控制(见图 3)。该角砾岩体，倾向北西，倾角 70°~90°，向南西侧伏，侧伏角 70°左右，其地表出露长约 110 m，宽 8~34 m，角砾岩筒控制最大斜深大于 775 m。整个角砾岩体呈筒状，横切面呈椭圆状、纵切面呈近于直立的柱状。铅锌矿体产状与角砾岩体基本一致，控制深度最大达 210 m，矿体在浅部厚大，向深部出现分枝、变薄(见图 3(b))。角砾成分单一，主要为云母石英片岩，灰绿−灰白色，呈棱角状，砾径 1~50 cm，无分选性，排列无序。角砾胶结物主要为石英、方解石、白云石、菱铁矿及大量的金属硫化物，含量 15%~20%，近地表处晶洞构造发育(见图 4(d))，石英晶柱最长可达 20 cm。角砾岩体与围岩云母石英片岩的界线截然，同时整个角砾岩筒侧向分带明显。其中心部的角砾显示无序分布、可旋转的特点(见图 4(a))，表明隐爆强度大，在角砾岩筒外围显示可拼合角砾的特征，靠近角砾岩筒的围岩一侧表现为脉状裂隙(见图 4(b))。综上所述，根据汞洞冲铅锌矿床的角砾岩体的产状、胶结物类型、角砾的形态和分布特征，表明其是以围岩地层为角砾、热液矿物为胶结物的热液隐爆角砾岩。

1.4　蚀变及矿化特征

野外地质调查及蚀变岩样品的岩矿相分析表明，汞洞冲矿床的蚀变类型主要是硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化、绿泥石化等，其中铅锌矿化主要与硅化和碳酸盐化密切相关。硅化在矿井深部相对封闭

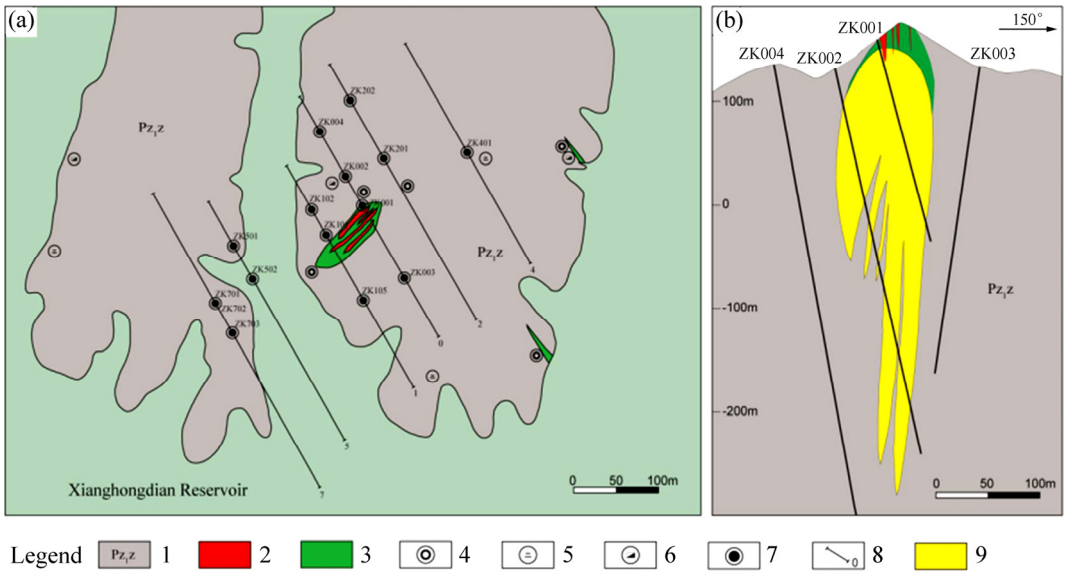

图 3　汞洞冲铅锌矿区地质简图(据安徽省地质矿产勘查局 313 地质队 1:2000 矿区地形地质图资料)和汞洞冲铅锌矿 0 勘探线剖面图(据安徽省地质矿产勘查局 313 地质队汞洞冲 0 线资源储量估算剖面图资料)：1—诸佛庵组；2—石英脉型金矿体；3—隐爆角砾岩体；4—硅化；5—绢云母化；6—褐铁矿化；7—钻孔；8—勘探线及编号；9—角砾岩型铅锌矿体

Fig. 3　Geological sketch map of Gongdongchong Pb-Zn Deposit (a) and Geological profile for prospecting Line No.0 of Gongdongchong Pb-Zn Deposit (b): 1—Zhufoan formation; 2—Cryptoexplosive breccia; 3—Quatz vein type Au orebody; 4—Silicification; 5—Sericitization; 6—Ferritization; 7—Drill hole; 8—Prospecting line; 9—Breccia type Pb-Zn orebody

空间处表现为石英脉(见图 4(f))，通常伴随有强烈的绢云母化蚀变晕(见图5(a)和(b))；在围岩角砾中则表现为强硅化的片岩；而在近地表空间较开放处则表现为结晶完好的石英晶簇(见图4(d))。碳酸盐化在地表、井下和钻孔样品中均有发育，局部较强，通常成脉状、晶洞状和团块状出露。当碳酸盐化出现在热液活动强烈的部位，并与闪锌矿、方铅矿等矿石矿物以及晶簇石英共生时，表现为铁、锰、镁的碳酸盐(见图 5(e)和(f))。扫描电镜下能谱分析结果表明：其成分主要为铁白云石和锰菱铁矿(见图(6))；而当碳酸盐化离矿体较远或热液活动的较晚阶段，则表现为方解石化，常呈脉状形式出现(见图 5(g)和(h))。

根据主要岩石及矿石的岩相学、矿相学鉴定和 SEM/EDS 分析结果，对矿区矿石和蚀变岩石中的矿物组成进行了系统研究。结果表明：汞洞冲矿床内大都为原生矿石，矿石矿物主要以热液胶结物的形式充填于角砾间的裂隙，对角砾交代蚀变明显，反映了成矿流体具有沿云母石英片岩中张性裂隙充填的特征。其中金属矿物主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、硫锑铜银矿等；脉石矿物主要为

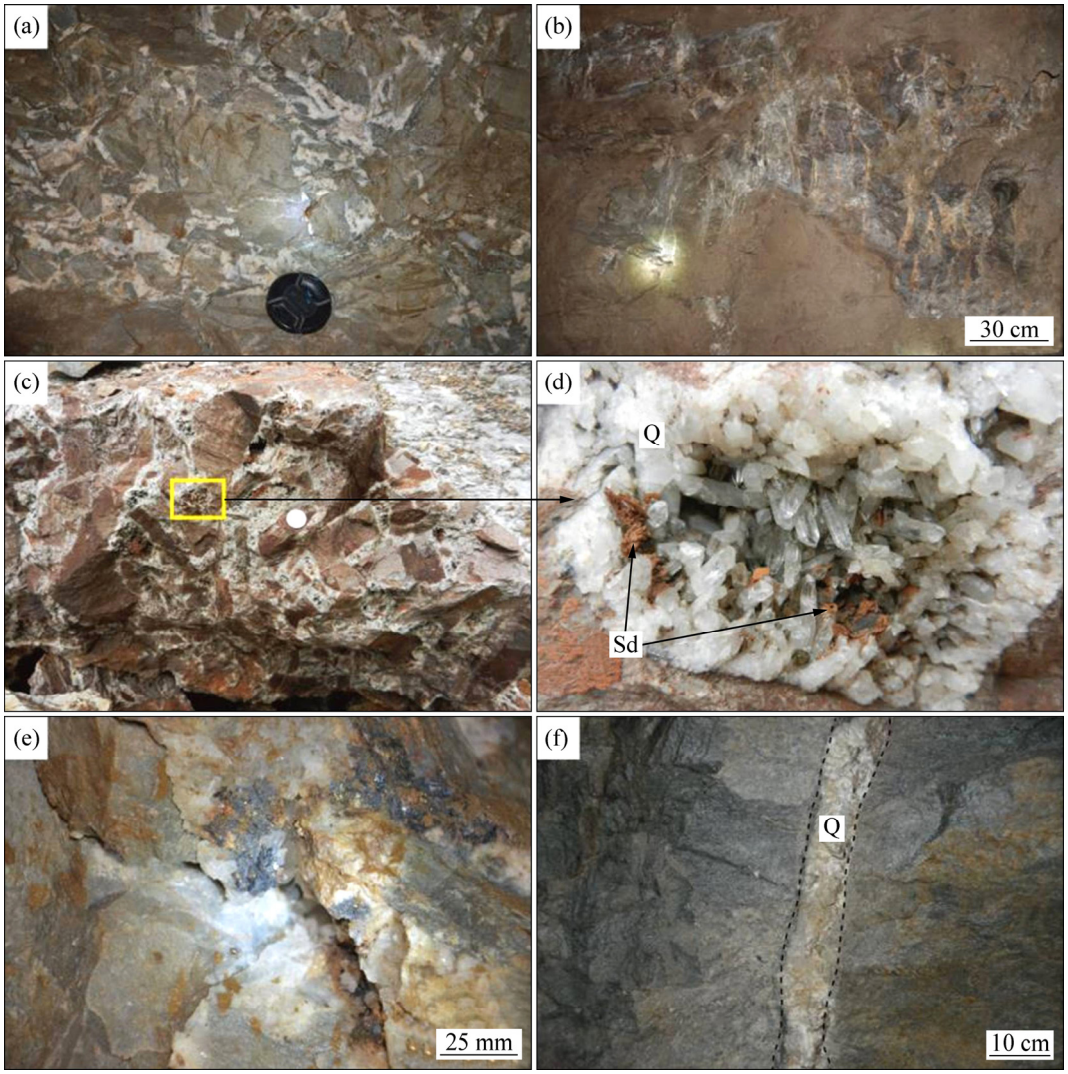

图 4 汞洞冲铅锌矿床地下坑道及野外露头照片(Q—石英；Sd—菱铁矿)：(a) 棱角状角砾独自成型，角砾间为石英−碳酸盐胶结，−85 m 中段；(b) 角砾岩筒西北侧围岩中发育张裂脉，为石英−碳酸盐−铅锌矿脉，−85 m 中段；(c) 露天采坑中的角砾岩，棱角分明，胶结物处晶洞构造发育；(d) 胶结物中晶洞石英及刀片状的菱铁矿；(e) 胶结物处自形晶的方铅矿和闪锌矿，−85 m 中段；(f) 硅化石英脉，−165 m 中段

Fig. 4 Photos of underground mining tunnel and outcrops in Gongdongchong Pb-Zn deposit (Q—Quartz; Sb—Siderite): (a) Angular breccia and quartz-carbonate cements at level of −85 m; (b) Network structures on northwest side of breccia pipe; (c) Angular breccia and quartz-druse cements in open pit; (d) Drusy quartzs and lamellar siderites; (e) Euhedral galena and sphalerite at level of −85 m; (f) Quartz vein at level of −165 m

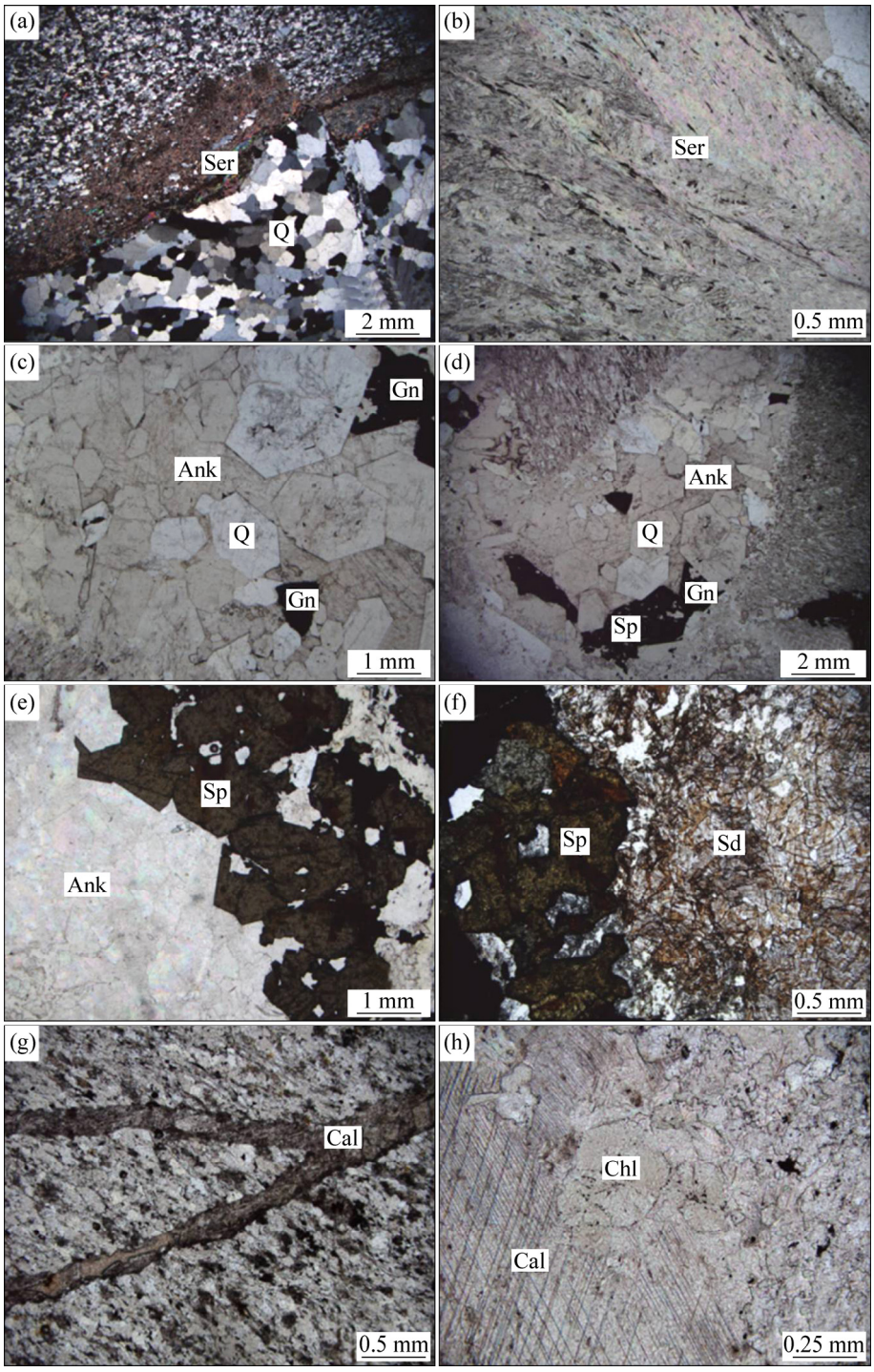

图 5　汞洞冲铅锌矿床脉石矿物镜下照片(Q—石英；Ser—绢云母；Ank—铁白云石；Sd—菱铁矿；Cal—方解石；Chl—绿泥石；Gn—方铅矿；Sp—闪锌矿)：(a) Ⅰ阶段硅化石英脉，角砾边部绢云母化蚀变晕，正交偏光；(b) 围岩角砾强绢云母化；(c) Ⅱ阶段自形石英与其晶粒间生长的铁白云石和方铅矿；(d) 胶结物中自形石英与闪锌矿共生；(e) 铁白云石与闪锌矿共生；(f) 菱铁矿与闪锌矿共生；(g) Ⅲ阶段方解石脉细脉穿过围岩角砾；(h) Ⅲ阶段方解石−绿泥石脉

Fig. 5　Microphotographs of gangue minerals from Gongdongchong Pb-Zn deposit (Q—Quartz; Ser—Sericite; Ank—Ankerite; Sd—Siderite; Cal—Calcite; Chl—Chlorite; Gn—Galena; Sp—Sphalerite): (a) Stage Ⅰ quartz veinlet with sericite holo, cross-polarized light; (b) Sericitization of wall rock; (c) Stage Ⅱ ankerites and galenas grow between euhedral quartzs; (d) Syngenetic minerals of euhedral quartzs and sphalerites; (e) Syngenetic minerals of ankerites and sphalerites; (f) Syngenetic minerals of siderites and sphalerites; (g) Stage Ⅲ calcite veinlet cuts wall rock; (h) Stage Ⅲ calcite-chlorite veinlet

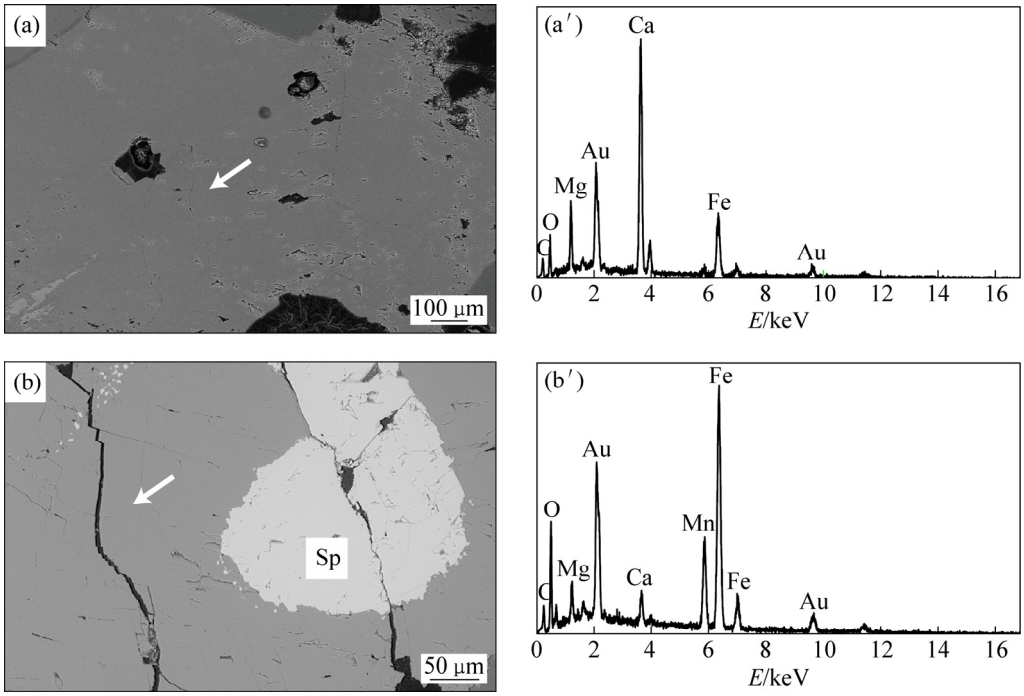

图 6 汞洞冲矿床碳酸盐矿物背散射图像和 X 射线能谱图

Fig. 6 Backscattered images and X ray energy spectra of carbonate minerals from Gongdongchong Pb-Zn deposit (Sp—Sphalerite): (a), (a′) Ankerite; (b), (b′) Manganosiderite

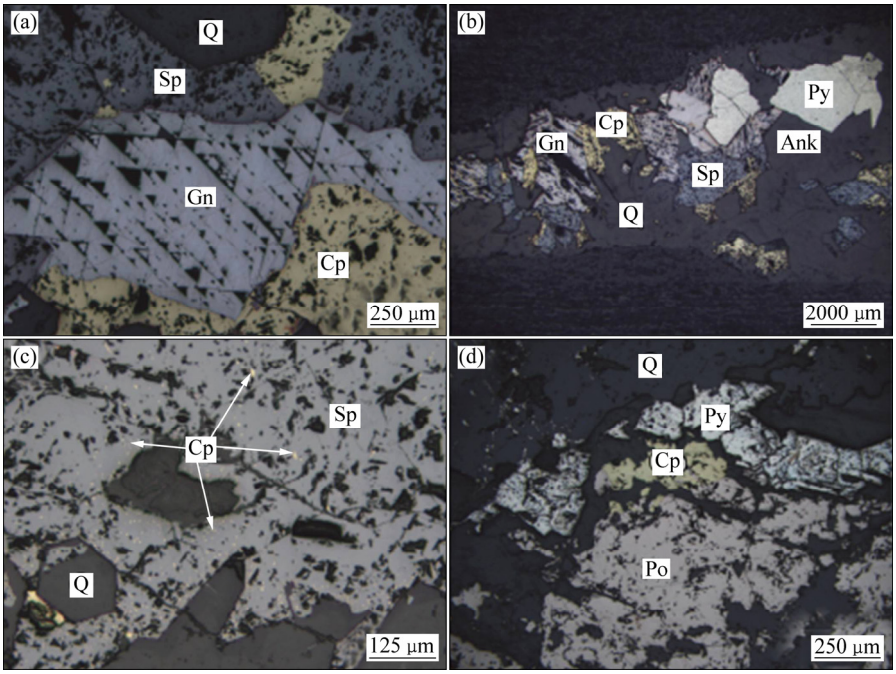

图 7 汞洞冲铅锌矿床矿石结构特征：(a) 共生的方铅矿、闪锌矿、黄铜矿组合；(b) 富矿石，热液胶结物中含大量矿石矿物；(c) 黄铜矿呈乳滴状分布于闪锌矿中；(d) 他形结构的黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿

Fig. 7 Microphotographs of textures in ores from Gongdongchong Pb-Zn deposit (Cp—Chalcopyrite; Gn—Galena; Sp—Sphalerite; Py—Pyrite; Po—Pyrrhotite; Q—Quartz; Ank—Ankerite): (a) Syngenetic minerals of galena, sphalerite and chalcopyrite; (b) Cements mainly composed of hydrothermal metal-sulphides; (c) Exsolution texture of sphalerite and chalcopyrite; (d) Pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite, showing anhedral in shape

石英、方解石、白云石、菱铁矿、绢云母、绿泥石等。矿石结构主要以自形−半自形结构(见图 7(a))、他形粒状结构(见图 7(d))、共生边结构为主(见图 7(a))，次为包含结构、固溶体出溶结构等(见图 7(c))。汞洞冲矿床矿石，构造类型主要为汽水热液充填矿石构造，包括角砾状构造、团块状构造、脉状构造、晶洞构造等。

1.5　成矿阶段划分

根据野外露头、手标本和显微镜下的脉体穿插关系以及矿石组构和矿物组合(见图 4~7)，将汞洞冲铅锌矿床的成矿过程划分为 3 个阶段，各阶段矿物组合如下：

他形石英−绢云母−黄铁矿阶段Ⅰ：矿物组合主要为他形细粒石英、黄铁矿、绢云母以及少量的铅锌矿化。该阶段为热液活动的较早时期，在围岩角砾中表现为硅化的石英片岩或穿插在围岩中的早期硅化石英脉(见图 4(f))，并伴随有绢云母蚀变晕。而在胶结物处则表现为角砾边部先结晶出的细粒石英。

自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段Ⅱ：矿物组合主要为自形石英、菱铁矿、白云石、方解石、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿等。表现为晶形完好的石英、铁锰镁碳酸盐(见图 5(e)、(f)，图 6)及大量金属硫化物等，以胶结物的形式充填于各角砾之间。此阶段也是最为重要的铅锌金属沉淀阶段，矿物晶粒粗大，自形程度高(见图 5(c)、(e))，晶洞构造发育。矿物结晶较Ⅰ阶段的硅化石英晚，常在角砾之间的开阔处或胶结物中心形成。

方解石−绿泥石−黄铁矿阶段Ⅲ：矿物组合主要为方解石、绿泥石、少量石英及黄铁矿，表现为方解石−绿泥石细脉穿过早期形成的胶结物或围岩角砾(见图 5(g)和(h))。

2　流体包裹体研究

2.1　样品及研究方法

本次研究实验样品采自汞洞冲铅锌矿床−85 m 中段和−165 m 中段的地下坑道。其中挑选具有代表性且涵盖不同成矿阶段的样品磨制成双面抛光、厚度约为 0.2 mm 的薄片。通过包裹体岩相学的观察，再选取具有代表性的 17 个包裹体薄片进行流体包裹体显微测温分析。测温实验在北京科技大学流体包裹体实验室完成，冷热台型号为 Linkam 公司的 THMS600，仪器使用液氮冷冻、电炉丝加热，测温范围为−196~600 ℃，测量精度为±0.1 ℃。流体包裹体测试过程中，升温或降温速度控制在 10~20 ℃/min，接近观察点或相变点附近速度降至 0.1~1 ℃/min，并进行反复测温检验，以保证相转变温度的准确性。

单个包裹体成分显微激光拉曼探针分析在核工业北京地质研究院分析测试研究所包裹体实验室进行，测试仪器为 Horiba Jobin-Yvon 公司 LABHR-VIS LabRAM HR800 型高分辨率激光拉曼光谱仪，光源为 Yag 晶体倍频固体激光器，测试过程中温度 25 ℃、湿度 50%，波长 532 nm，输出功率为 44 mV，所测光谱计数时间是 5 s，每 1 cm^{-1}(波数)计数一次，扫描范围为 100~4200 cm^{-1}。

2.2　流体包裹体岩相学

2.2.1　流体包裹体类型

根据样品中流体包裹体在室温下的形态组成特征和显微激光拉曼探针分析结果，我们将汞洞冲矿床流体包裹体分为 3 类：富 CO_2 包裹体(C 型)、水溶液包裹体(L 型)和含子晶多相包裹体(S 型)(见图 8)。

1) 富 CO_2 包裹体(C 型)

该类包裹体可进一步分为 AC 型和 PC 型两类，其中 AC 型包裹体在室温下或冷冻过程中可见典型“双眼皮”特征(V_{CO2}+L_{CO2}+L_{H2O})(见图 8(b))；而 PC 型包裹体在室温下为纯气相或气液两相的 CO_2 (图 8(a))，没有水相。两类包裹体的气相颜色均相对较深，且气体充填度较大(大多>90%)，主要见于他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)。包裹体大小集中在 10~20 μm，个别大于 25 μm，大多为浑圆形、椭圆形和负晶形，多呈孤立态或成行出现。

2) 水溶液包裹体(L 型)

室温下呈气液两相(见图 8(f)、(g)、(h))，气相颜色相对较浅，气相成分大多为 H_2O，个别含有少量 CO_2，包裹体在降温/回温过程中未见 CO_2 三相点的变化。包裹体较 C 型小，一般小于 10 μm，多为浑圆形、椭圆形、不规则型，少数负晶形。该类包裹体根据气相充填度的差异和均一方式的不同又进一步分为 L_1 型和 L_2 型两类，其中 L_1 型包裹体气相充填度较小(20%~50%)，升温后完全均一至液相；而 L_2 型包裹体气相充填度较大，加热后完全均一至气相。在自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)，L_1 型和 L_2 型两类包裹体均有发育，而在方解石−绿泥石−黄铁矿阶段Ⅲ则只出现 L_1 型包裹体。

3) 含子晶多相包裹体(S 型)

室温下由气相、液相和子矿物 3 部分组成，子矿物大多为一个或多个盐类子晶，盐类子晶以透明立方态的氯化钠晶体为主，有的含有不透明金属矿物(见图 8(c))。此类包裹体主要见于他形石英−绢云母−黄铁矿

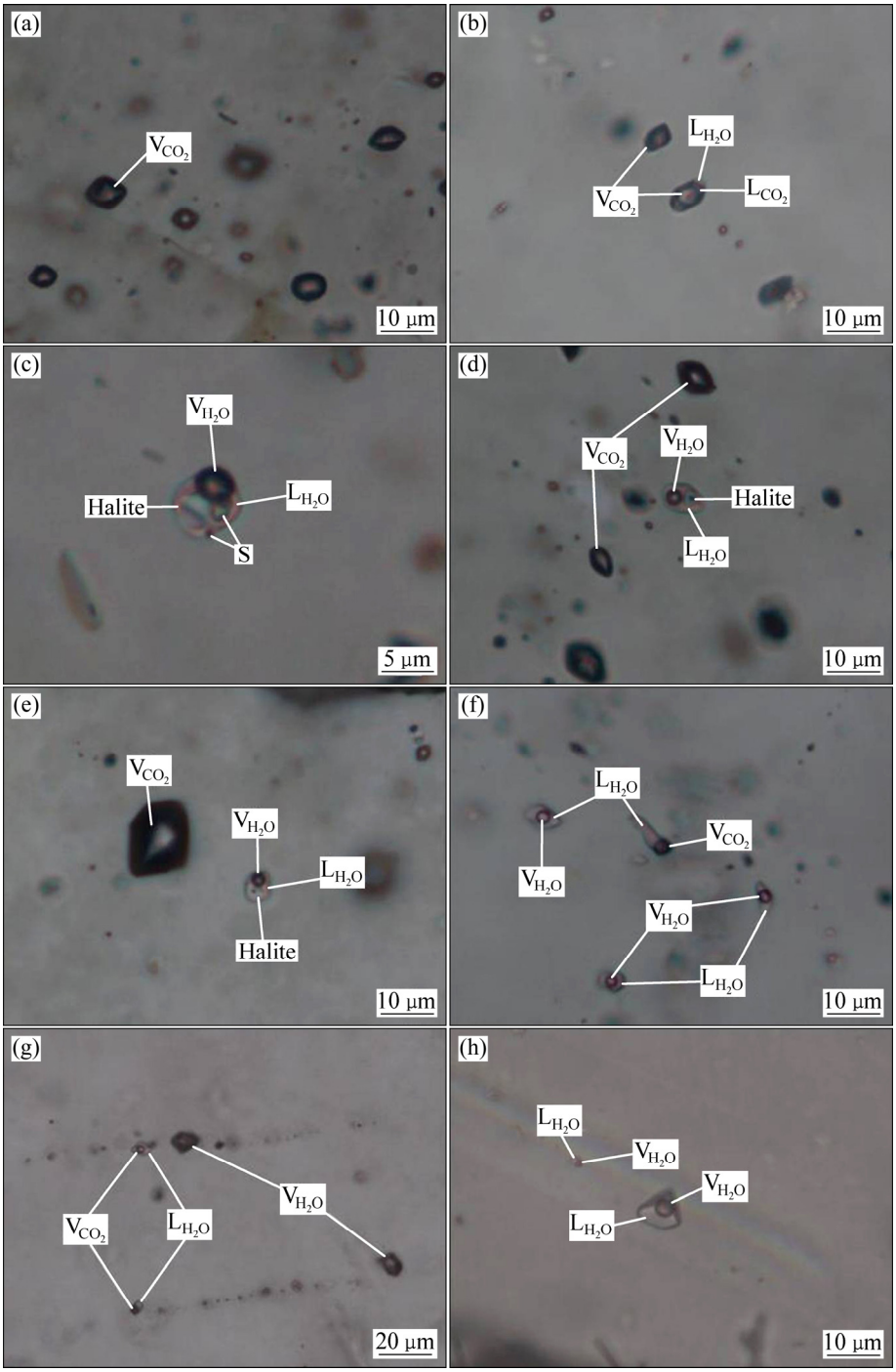

图 8 汞洞冲铅锌矿床流体包裹体特征(V_{CO_2}—气相二氧化碳；L_{CO_2}—液相二氧化碳；V_{H_2O}—气相水；L_{H_2O}—液相水；Halite—石盐；S—子矿物)：(a) Ⅰ阶段石英中 PC 型包裹体群；(b) Ⅰ阶段石英中 PC 型包裹体和 AC 型包裹体；(c) Ⅰ阶段石英中 S 型包裹体，含不透明子矿物；(d) Ⅰ阶段 S 型包裹体与 PC 型包裹体组合，显示流体的沸腾特征；(e) Ⅰ阶段沸腾包裹体组合；(f) Ⅱ阶段石英中 L_1 型包裹体；(g) Ⅱ阶段 L_1 型与 L_2 型包裹体组合；(h) Ⅲ阶段方解石中 L_1 型包裹体

Fig. 8 Characteristics of fluid inclusions from Gongdongchong Pb-Zn deposit (V_{CO_2}—Vapor phase CO_2; L_{CO_2}—Liquid phase CO_2; V_{H_2O}—Vapor phase water; L_{H_2O}—Liquid phase water; S—Daughter mineral): (a) PC-type inclusions of quartz in stage Ⅰ; (b) PC-type inclusion and AC-type inclusion of quartz in stage Ⅰ; (c) S-type inclusion with halite and opaque daughter-mineral of a quartz in stage Ⅰ; (d) Coexistence of S-type inclusions and PC-type inclusions of in stage Ⅰ (showing population of fluid inclusions trapped from boiling fluid); (e) Boiling inclusions of stage Ⅰ; (f) L_1-type inclusions of quartz in stage Ⅱ; (g) Coexistence of L_1-type inclusions and L_2-type inclusions; (h) L_1-type inclusions of calcite in stage Ⅲ

阶段Ⅰ。常与富CO_2包裹体(C型)共存(见图8(d)和(e))。包裹体大小多为5~10 μm，形态多呈浑圆形、椭圆形，部分呈不规则型。

2.2.2　流体包裹体组合

不同成矿阶段的流体包裹体组合如下：

他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)：在细粒他形石英中的包裹体主要为C型和S型两类，呈带状或孤立状分布。C型中又以AC型包裹体为主，与S型包裹体关系密切，二者均一温度相近、均一方式相异，显示沸腾包裹体组合的特征。

自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)：在自形石英中的包裹体主要为L型，呈带状分布，其中L_1型包裹体数量较多占80%以上，L_2类包裹体相对较少，二者密切共存，气/液体积比变化差异很大，它们的均一温度相近、均一方式相异，显示了流体混合的特征。

方解石−绿泥石−黄铁矿阶段(Ⅲ)：在本阶段石英和方解石中的包裹体类型较为单一，全部为L_1类的水溶液包裹体，常成线状分布，气/液相体积比相近，包裹体大多小于3 μm，极个别大于5 μm(见图8(f))，整体较Ⅱ阶段包裹体小，代表了热液活动晚期的流体包裹体。

2.3　显微测温

进行显微测温的包裹体样品主要为各个阶段的石英及方解石，获得的全部有效数据见表1和图9。

1) 他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)：

原生AC型包裹体在降温过程中出现液相CO_2，−110 ℃左右CO_2相全部冻结。在回温过程中，测得t_{m,CO_2}为−60.7~−57.4 ℃，低于纯CO_2的三相点(−56.6℃)，表明气相组分中CO_2不纯，但激光拉曼的实验结果未能检测出其他组分(图10(a))，这可能是由于其他气相组分含量低于拉曼光谱的检测限所致[40]。$t_{m,clath}$为7.1~9.7 ℃，t_{h,CO_2}为23.4~31.0 ℃，其中有20个包裹体是部分均一至气相CO_2，14个为临界均一。$t_{h,total}$为307~354 ℃，全部完全均一至气相；原生PC型(V_{CO_2})包裹体在降温过程中出现液相CO_2，−110 ℃左右CO_2相全部冻结，回温过程中，测得t_{m,CO_2}为−59.7~−57.6 ℃，t_{h,CO_2}为25.6~28.3 ℃，其中有3个包裹体均一至气相CO_2，2个为临界均一；原生S型包裹体升温后皆完全均一至液相，$t_{m,halite}$为304~377 ℃，$t_{h,total}$为280~350 ℃，其中10个包裹体是石盐子晶先熔化，4个是气泡先消失，表明S型包裹体既有从饱和溶液中捕获的，也有从非饱和溶液中捕获的，反映流体具有一定程度的不均一性。

2) 自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)：

原生L_1型包裹体的$t_{m,\ ice}$为−4.3~−1.7℃，$t_{h,\ total}$为249~315 ℃，升温后皆均一至液相；L_2型包裹体由于气相充填度较大冰点现象不易观察，仅得到一个有效数据$t_{m,ice}$=−0.7 ℃，$t_{h,\ total}$为279~295 ℃。根据拉曼测试结果，可以看出部分包裹体气泡中除水蒸汽外还含有一定含量的CO_2成分(见图10(b)和(c))，而在实际测温过程中，并未观测到CO_2三相点变化以及笼形物消失的现象，推测CO_2相密度较低。根据冰点测得的该类含CO_2相的包裹体，其盐度可能较真实结果偏低。

3) 方解石−绿泥石−黄铁矿阶段(Ⅲ)：

原生L_1型包裹体的$t_{m,\ ice}$为−3.0~−0.8 ℃，$\theta_{m,\ total}$为242~280 ℃，全部均一至液相。

2.4　流体盐度、密度、捕获压力及深度的计算

富CO_2包裹体中水溶液相的盐度是根据ROEDDER[41]关于包裹体笼形物熔化温度的函数：w=15.52022−1.02342T_m−0.05286T_m^2(T_m为笼形物熔化温度)计算得到；水溶液包裹体的盐度是根据HALL等[42]的盐度−冰点关系式：w=1.78T_m−0.0442T_m^2+0.000557T_m^3(T_m为冰点温度)计算求出；含子晶多相包裹体的盐度是利用HALL等[42]公式由石盐子晶的熔化温度计算而来，由于一些包裹体内还存在有其他盐类及不熔矿物，故此公式得到的盐度可能较实际盐度值略低。各阶段盐度结果如表1所示。

流体密度是根据刘斌等[43]的NaCl−H_2O体系的公式：$\rho=A+Bt+Ct^2$(A、B、C均为与盐度有关的常量函数；t为均一温度)计算得到，其中Ⅰ阶段中高盐度相流体密度为1.03~1.12 g/cm^3，Ⅱ阶段流体密度为0.73~0.84 g/cm^3，Ⅲ阶段流体密度为0.76~0.83 g/cm^3。对于Ⅰ阶段盐度＜6%的富CO_2包裹体，由SHEPHERD等[44]的包裹体CO_2相部分均一温度和CO_2相密度关系图解求得，CO_2相的密度为0.22~0.46 g/cm^3。

由于整个成矿过程中伴随有强烈的沸腾作用，而流体在沸腾时内部饱和蒸气压与外部压力相等，外压对包裹体均一温度的影响可以忽略不计，因此，均一温度不需要进行压力校正而直接近似等于形成温度[43]。计算此时流体的形成压力，可利用S型包裹体和L型包裹体的饱和蒸气压公式计算[45]，得到Ⅰ阶段流体的压力在8~14 MPa，Ⅱ阶段流体的压力在3~10 MPa。考虑到成矿过程在隐爆作用发生的同时或稍后，流体的压力系统应属于静水压力范畴，故取静水压力(10 MPa/km)计算得到成矿深度约为0.3~1.4 km，属超浅成到浅成范围。

表 1 汞洞冲铅锌矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data and related parameters of fluid inclusions from the Gongdongchong Pb-Zn deposit

Sample No.	Stage	Meneral	Type	Size/μm	t_{m,CO_2}/℃	$t_{m,ice}$/℃	$t_{m,clath}$/℃	t_{h,CO_2}/℃	$t_{h,total}$/℃	$t_{m,halite}$/℃	$w(NaCl_{eq})$/%
GDC1014	Ⅰ	Quartz	AC	8−13	−60.7−−57.4(15)		7.1−9.7(15)	23.4−31(16)	307−350(20)		0.62−5.59
			PC	5−15	−59.7−−57.6(4)			25.6−28.3(4)			
			S	3−10					280−343(5)	304−370(5)	38.2−45.3
GDC2009	Ⅰ	Quartz	AC	9−20	−59.4−−57.7(20)		7.1−8.8(23)	23.8−29.4(25)	315−354(25)		2.42−5.59
			PC	10−15	−58.8−−57.6(2)						
			S	3−10					315−350(9)	333−377(9)	39.8−45.3
GDC1042	Ⅱ	Quartz	L_1	3−10		−3.6−−2.0(3)			270−306(3)		3.39−5.86
			L_2	5−10		−1.2(1)			279−290(5)		2.07
GDC1055	Ⅱ	Quartz	L_1	3−6		−4.3−−1.9(7)			255−297(10)		3.23−6.88
			L_2	6−8					284−295(3)		
GDC1061	Ⅱ	Quartz	L_1	3−8		−3.4−−1.7(10)			278−315(10)		2.90−5.56
			L_2						283(1)		
GDC1068	Ⅱ	Quartz	L_1			−4.0−−1.7(5)			249−315(8)		2.90−6.45
GDC1007	Ⅲ	Quartz	L_1	2−5		−2.4−−0.8(10)			242−280(13)		1.40−4.03
GDC1019	Ⅲ	Calcite	L_1	3−8		−3.0−−1.1(7)			251−273(7)		1.91−4.96

t_{m,CO_2}: Melting temeperature of solid CO_2; $t_{m,clath}$: Melting temperature of CO_2 clathrate; t_{h,CO_2}: Homogenization temperature of CO_2 phase; $t_{m,ice}$: Melting temperature of ice; $t_{m,halite}$: Melting temeperature of halite; $t_{h,total}$: Total homogenization temperature; ω: salinity.

2.5 激光拉曼探针分析

根据室内岩相学研究和流体包裹体显微测温结果，选取了各期次有代表性的包裹体进行激光拉曼光谱测试。测试结果显示他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)石英脉中 C 型包裹体气相成分主要为 CO_2(特征拉曼谱峰为 1285 cm^{-1} 和 1388 cm^{-1})，未检测出其他成分(见图 10(a))。而自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)的晶簇石英中 L 型包裹体的气相成分则普遍存在明显的 H_2O 谱峰，同时个别样品检测出 CO_2 谱峰的存在(见图 10(b)和(c))。总的来说，激光拉曼测试结果与岩相学观察的相态特征以及显微测温数据基本相符。

3 稳定同位素研究

3.1 样品及研究方法

研究样品选采自汞洞冲铅锌矿床井下−85 m 中段

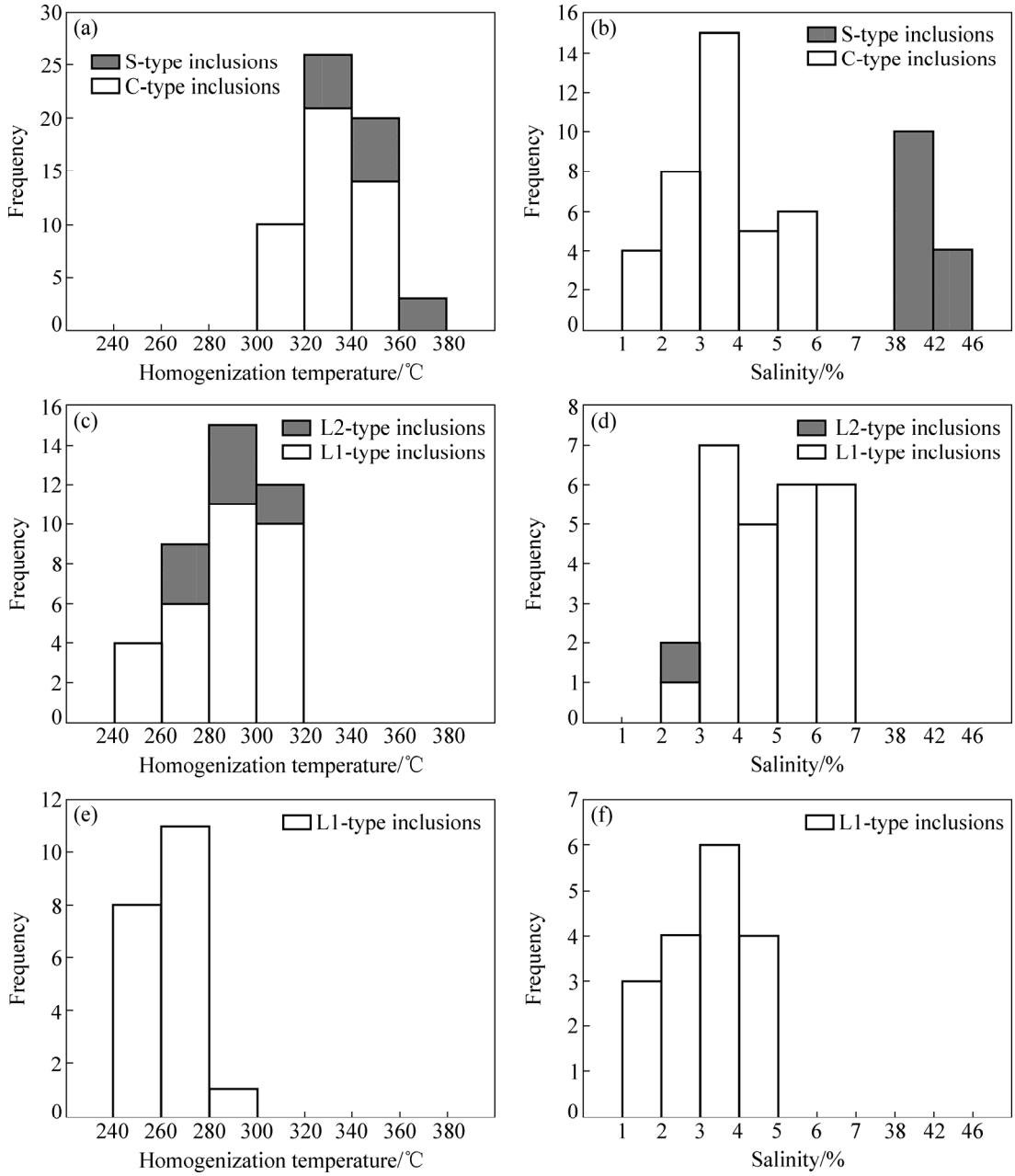

图 9　汞洞冲铅锌矿床流体包裹体均一温度和盐度直方图：(a) Ⅰ阶段均一温度直方图；(b) Ⅰ阶段盐度直方图；(c) Ⅱ阶段均一温度直方图；(d) Ⅱ阶段盐度直方图；(e) Ⅲ阶段均一温度直方图；(f) Ⅲ阶段盐度直方图

Fig. 9　Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions at different stages from Gongdongchong Pb-Zn deposit: (a) Homogenization temperature of fluid inclusion in stage Ⅰ; (b) Salinity of fluid inclusions in stage Ⅰ; (c) Homogenization temperature of fluid inclusion in stage Ⅱ; (d) Salinity of fluid inclusions in stage Ⅱ; (e) Homogenization temperature of fluid inclusion in stage Ⅲ; (f) Salinity of fluid inclusions in stage Ⅲ

和−165 m 中段，挑选各成矿阶段的石英、白云石及多种金属硫化物的单矿物样品，分别对石英进行 H−O 同位素、白云石的 C−O 同位素以及黄铁矿、方铅矿、黄铜矿的 S 同位素测试。各样品测试均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心 MAT253 质谱仪上完成。

石英的 H−O 同位素实验分析流程：选取 250~425 μm 的纯净样品，在 150 ℃低温下真空去气 4 h 以上，用 BIF5 与石英在真空中且高温条件下反应提取矿物氧，后与灼热石墨棒燃烧转化成 CO_2 气体，收集后在质谱仪上测试氧同位素组成，分析精度优于±0.2×10^{-3}，相对标准为 V-SMOW。对于氢同位素组成测试则是将去气样品在 400 ℃高温下用爆裂法提取出

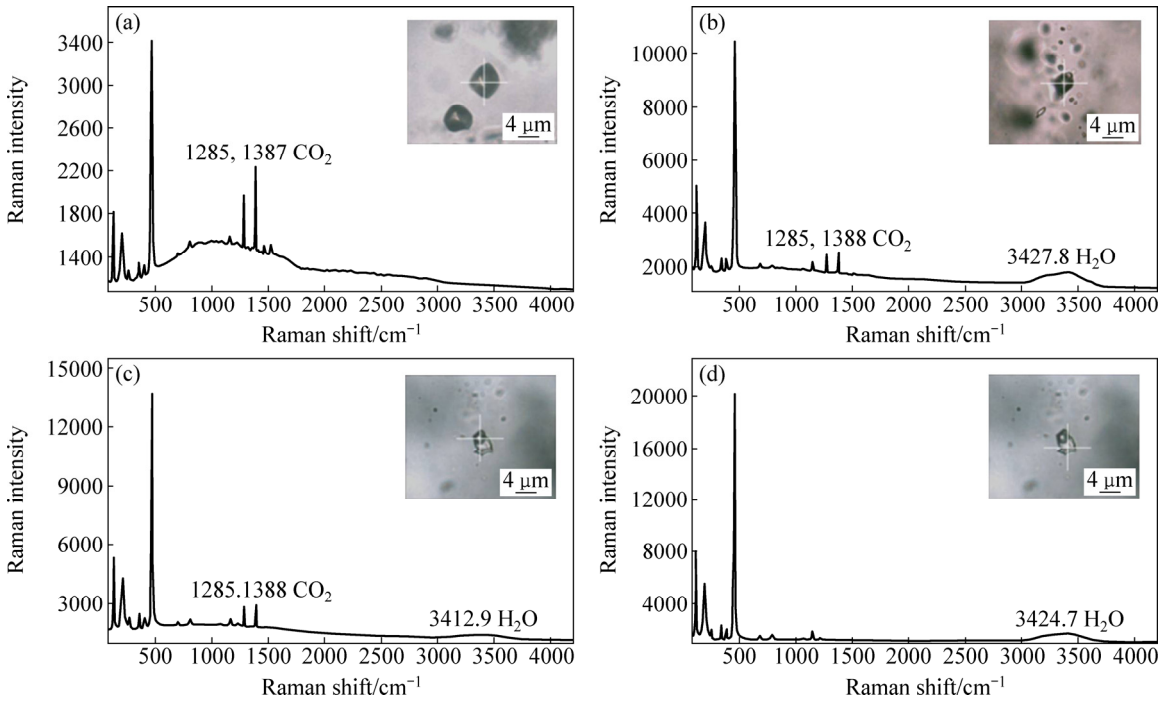

图 10 汞洞冲铅锌矿床流体包裹体拉曼光谱图：(a) Ⅰ阶段 PC 型包裹体中气相 CO_2 谱线；(b) Ⅱ阶段 L_2 型包裹体中气相 H_2O 和 CO_2 谱线；(c) Ⅱ阶段 L_1 型包裹体中气相 H_2O 和 CO_2 谱线；(d) Ⅱ阶段 L_1 型包裹体中液相 H_2O 谱线

Fig. 10 Representative Raman spectra of fluid inclusions from Gongdongchong Pb-Zn deposit: (a) Raman spectrum of PC-type fluid inclusion in stage Ⅰ(Gas phase is dominately CO_2); (b) Raman spectrum of L_2-type fluid inclusion in stage Ⅱ(CO_2 and water vapor are dominated gas in vapor phase); (c) Raman spectrum of L_1-type fluid inclusion in stage Ⅱ(CO_2 and water vapor are dominated gas in vapor phase); (d) Raman spectrum of L_1-type fluid inclusion in stage Ⅱ(Liquid phase is water)

原生包裹体中的水，进行收集、冷凝和纯化处理，后与金属锌反应生成 H_2，收集后在质谱仪上测试氢的组成，分析精度优于±0.2×10^{-3}，相对标准为 V-SMOW。

碳酸盐矿物样品 C–O 同位素分析采用正磷酸方法，将白云石单矿物与 100%的磷酸在 25 ℃下反应 4 h 以上，收集产生的 CO_2 气体，收集后在质谱仪上测定碳和氧的同位素组成，分析精度均优于±0.2×10^{-3}。C 和 O 的相对标准分别为 V-PDB 和 V-SMOW。

金属硫化物 S 同位素分析流程如下：选取粒径小于 80 μm 的纯净样品，和 Cu_2O 按一定比例混合均匀，在真空中且达 2.0×10^{-2} Pa 的压力条件下加热，进行氧化反应，反应温度为 980 ℃以上，生成 SO_2 气体。收集后在质谱仪上分析其硫同位素组成。分析精度优于±0.2×10^{-3}，测量结果以 V-CDT 为标准。

3.2 氢、氧同位素分析

以包裹体研究结果为基础，选取了矿区他形石英–绢云母–黄铁矿阶段(Ⅰ)的细粒石英样品 6 组，以及自形石英–铁锰镁碳酸盐–多金属硫化物阶段(Ⅱ)的晶洞石英样品 6 组进行了氢氧同位素测试。测试结果如表 2 所列，他形石英–绢云母–黄铁矿阶段(Ⅰ)的石英包裹体水的氢同位素变化范围为−75.5×10^{-3}~−47.7×10^{-3}，氧同位素变化范围为 14.2×10^{-3}~14.5×10^{-3}。自形石英–铁锰镁碳酸盐–多金属硫化物阶段(Ⅱ)的晶洞石英包裹体水的氢同位素变化范围为−74×10^{-3}~−85.7×10^{-3}，氧同位素变化范围为 5.5×10^{-3}~7×10^{-3}。根据石英−水同位素分馏方程[46]1000lnα=3.38×10^6/T^2−3.4(式中 α 为石英和水之间的氧同位分馏系数)计算，且因为两阶段流体均处于不均一体系下，故计算采用的温度值选取了两阶段包裹体测温完全均一温度的平均值所替代，即分别选用 330 ℃和 290 ℃，计算得到两阶段流体的 $\delta^{18}O_{W\text{-}SMOW}$ 值分别在 7.1×10^{-3}~8.6×10^{-3} 和−2.1×10^{-3}~1.7×10^{-3}。

3.3 碳氧同位素分析

本次测试选取了 4 组自形石英–铁锰镁碳酸盐–多金属硫化物阶段(Ⅱ)的白云石样品进行了碳、氧同位素测试。其中 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值介于−4.6×10^{-3}~−1.2×10^{-3} 之间，总体相对变化较小，$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值变化范围为 7.1×10^{-3}~10.2×10^{-3}(见表 3)。

表 2　汞洞冲铅锌矿床石英氢、氧同位素组成

Table 2　Isotopic composition of H and O in quartzs from Gongdongchong Pb-Zn deposit

Sample No.	Mineral	Stage	$\delta D_{V\text{-}SMOW}/10^{-3}$	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}/10^{-3}$	t_h/℃	$\delta^{18}O_{W\text{-}SMOW}/10^{-3}$
GDC1062-01	Quartz	Ⅰ	−75.7	14.2	330	8.3
GDC1062-02	Quartz	Ⅰ	−75.5	14.5	330	8.6
GDC2014-01	Quartz	Ⅰ	−54.9	13.5	330	7.6
GDC2014-02	Quartz	Ⅰ	−47.7	13.0	330	7.1
GDC2009-01	Quartz	Ⅰ	−49.8	14.5	330	8.6
GDC2009-02	Quartz	Ⅰ	−57.4	13.8	330	7.9
GDC2002-01	Quartz	Ⅱ	−49.0	8.6	290	1.3
GDC2002-02	Quartz	Ⅱ	−61.2	9.0	290	1.7
GDC1055-01	Quartz	Ⅱ	−74.0	5.5	290	-1.8
GDC1055-02	Quartz	Ⅱ	−85.7	5.2	290	-2.1
GDC1050	Quartz	Ⅱ	−81.4	6.7	290	-0.6
GDC1063	Quartz	Ⅱ	−84.5	7.0	290	−7.38

表 3　汞洞冲铅锌矿床白云石碳、氧同位素组成

Table 3　Isotopic composition of C and O in dolomite from Gongdongchong Pb-Zn deposit

Sample No.	Mineral	Stage	$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}/10^{-3}$	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}/10^{-3}$
GDC1063	dolomite	Ⅱ	−2.7	7.2
GDC1059	dolomite	Ⅱ	−1.2	10.2
GDC1202	dolomite	Ⅱ	−4.6	7.1
GDC1050	dolomite	Ⅱ	−2.9	8.0

3.4　硫同位素分析

对汞洞冲矿床中的主要金属硫化物(黄铁矿、黄铜矿、方铅矿)进行了硫同位素的分析，测试结果见表 4。$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ 值变化范围很窄，在 2.5×10^{-3}~4.5×10^{-3} 之间，平均值 3.5×10^{-3}，显示一个较小的正值。

表 4　汞洞冲铅锌矿床金属硫化物硫同位素组成

Table 4　Isotopic composition of S in metal sulphides from Gongdongchong Pb-Zn deposit

Sample No.	Mineral	Stage	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}/10^{-3}$
GDC1059	Pyrite	Ⅱ	3.7
GDC1202	Galena	Ⅱ	2.5
GDC1050	Pyrite	Ⅱ	4.1
GDC1201	Chalcopyrite	Ⅱ	4.0
GDC1201	Pyrite	Ⅱ	4.5
GDC1201	Galena	Ⅱ	2.5
GDC1070	Chalcopyrite	Ⅱ	4.2
GDC1070	Pyrite	Ⅱ	4.4
GDC1070	Galena	Ⅱ	2.6

4　讨论

4.1　成矿流体特征及演化

包裹体研究表明，在成矿作用的Ⅰ、Ⅱ阶段可见不同类型的包裹体共存的现象，且包裹体的气/液相比值变化较大，均一温度相似、均一方式各异，表明该两阶段的包裹体在被捕获时，流体处于一种不均一的状态[40]。在他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)发现了大量低盐度富 CO_2 气相包裹体和高盐度的含子晶包裹体，二者均一温度接近，集中于 300~350 ℃，指示流体在此温度范围内发生了大规模的沸腾作用，并产生了气相和液相两个流体端元。大量的 CO_2 等气相组分在此时迅速散失(图 11 中 B 虚线框中包裹体)，体系中只留下了高盐度的液相组分(图 11 中的 A 虚线框中包裹体)。同时，对这类高盐度包裹体测温时发现有 4 个样品是以气泡先溶而石盐子晶后溶的，以往的研究认为，这类包裹体可能是通过捕获高压的均一态流体获得，或者由包裹体后期的伸展变形、包裹体中的水流失、非均一捕获等原因而形成[47]。将汞洞冲铅锌矿床

高盐度包裹体数据投入 BECKER 等[47]绘制的 50~300 MPa 压力范围的子晶熔化温度−气液相均一温度图解中(见图 12)，可以明显看到，包裹体投点分成了两个区域。其中 A 虚线框内的 4 个点有明显沿等压线分布的趋势，很可能代表了沸腾前的早期流体所经历的一个等压降温的过程[48]。由图 12 可知，该早期的高压流体均一温度为 370 ℃以上，压力在 120~150 MPa，这种高温、高盐度、富 CO_2 的初始流体与大别造山带内很多的典型斑岩矿床初始流体特征一致(如沙坪沟钼矿[16]、姚冲钼矿[17])，反映了流体具有岩浆来源的属性。而 B 虚线框内的投点则代表了沸腾后由气液分离所产生的高盐度包裹体群。由 A 到 B 压力降低明显，进一步说明压力的骤减是导致此时流体沸腾的原因，这也是隐爆作用发生后的一个必然结果。

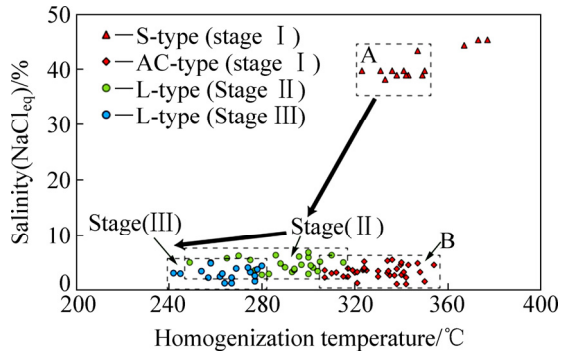

图 11 汞洞冲铅锌矿床包裹体均一温度−盐度散点图

Fig. 11 Homogenization temperature versus salinity plots of fluid inclusions from Gongdongchong Pb-Zn deposit

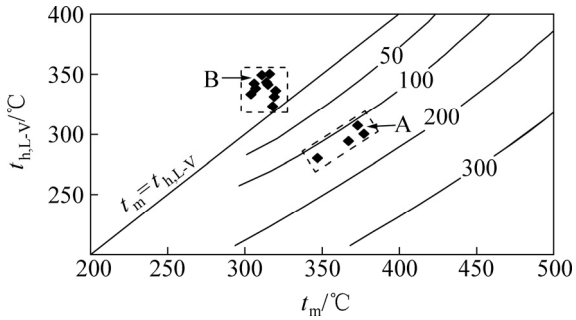

图 12 汞洞冲高盐度包裹体子晶熔化温度(t_m)−气液相均一温度($t_{h,\ L-V}$)图解(底图据文献[47])

Fig. 12 Halite dissolution temperature (t_m) versus vapour homogenization temperatures ($t_{h,\ L-V}$) for high salinity fluid inclusions from Gongdongchong(based on Ref. [47])

到了自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)，体系盐度由 40%以上大幅度降低至 3%~7%NaCl$_{eq}$，结合晶洞石英的氢、氧同位素数据结果可知，该阶段开始大气降水的加入的痕迹，说明流体盐度下降是大气水的混入所造成的。同时在此阶段发育有大量的 L_1 和 L_2 型包裹体，二者均一温度相近集中于 270~300 ℃，而盐度变化不大。这些气/液比变化较大的包裹体群，符合流体混合的结果。此外，与Ⅰ阶段中高温高盐度流体相比，本阶段流体温度、盐度均明显下降，同时 CO_2 的含量也随着之前沸腾作用的发生，而明显减少，流体气相组分逐渐变为以水溶液为主。整个过程体现了流体由中高温、高盐度向中温、中低盐度演化的趋势。

随着流体进一步演化至热液活动最晚的方解石−绿泥石−黄铁矿阶段(Ⅲ)，流体温度降低至 240~280 ℃，包裹体类型单一，全部为水溶液包裹体，盐度也降低至 1%~5%NaCl$_{eq}$，体系逐渐以大气降水为主，表现了成矿物质沉淀后流体向低温低盐度演化的特征。

综上所述，汞洞冲铅锌矿床成矿流体由早到晚经历的演变过程主要是按图 13 中箭头指示方向进行的，具体为早期高温、高盐度、富 CO_2 流体→Ⅰ阶段中高温富气与高盐共存的沸腾流体→Ⅱ阶段中温、低盐度、贫 CO_2 混合流体→Ⅲ阶段低温、低盐度流体。

4.2 成矿物质来源

与金属矿物密切共生的石英中包裹体氢氧同位素组成对探讨成矿流体来源具有重要的意义[49]。根据Ⅰ、Ⅱ阶段流体的氢氧同位素组成，投入 $\delta D-\delta^{18}O_W$ 组成图解中(见图 13)，可以看出他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)的流体具有较高 $\delta^{18}O_w$ 值，投点落在原生岩浆水的区域内，暗示成矿流体来源于岩浆水。到了自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)的 $\delta^{18}O_W$ 值较前者明显降低，投点落在原生岩浆水与雨

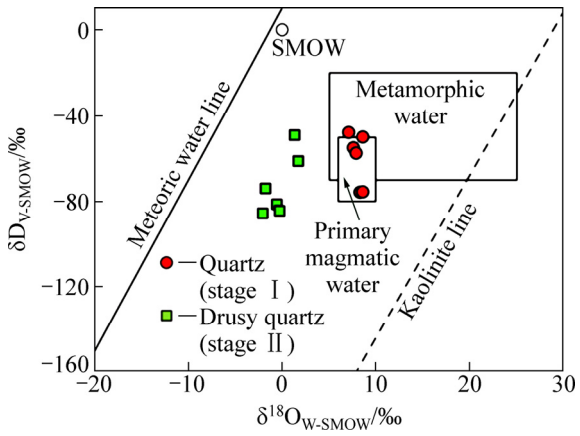

图 13 汞洞冲铅锌矿水的 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解(底图据文献[50])

Fig. 13 $\delta D-\delta^{18}O$ diagram of water from Gongdongchong Pb-Zn deposit(based on Ref.[50])

水线之间，显示该阶段存在大气水与岩浆水的混合特征。

热液碳酸盐矿物的 C−O 同位素组成不仅与物质来源有关，还与其形成过程直接相关,不同地球化学过程形成的碳酸盐其 C−O 同位素范围存在一定的差别。因此，依据热液碳酸盐矿物的碳、氧同位素组成范围和数据点的分布趋势，可以用来判别其成因和物质来源。汞洞冲矿床中的矿物共生组合简单，属石英−黄铁矿−闪锌矿−方铅矿−菱铁矿−白云石−方解石型，既没有代表高氧逸度环境的重晶石，也没有暗示低氧逸度环境的石墨。在这种情况下，碳酸盐矿物的平均 $\delta^{13}C$ 值可近似代表成矿热液的碳同位素组成。在 $\delta^{18}O$−$\delta^{13}C$ 组成图解中(见图 14)给出了常见地质流体中 CO_2 的 3 种来源[51−52]：海相碳酸盐岩溶解和去碳酸作用(海相碳酸盐岩)、地层有机质脱羧基和氧化作用(沉积有机物)、深部地幔去气和岩浆结晶分异作用(岩浆碳酸岩)。图 15 中列出了各个地质储库的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 的分布范围，可以看到有机质来源的 $\delta^{13}C$ 普遍小于-10×10^{-3}，且分布范围极广，在-10×10^{-3}~-30×10^{-3}。而在无机成因中，由碳酸盐岩变质来源的 $\delta^{13}C$ 则接近于沉积碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 值，在 0 值附近[53]。大气降水及地下水的 $\delta^{13}C$ 与沉积碳酸盐岩类似[54]。至于深部岩浆或幔源的 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值则相对偏负(约-7×10^{-3}~-2×10^{-3} [55])。汞洞冲矿床成矿期白云石的 $\delta^{13}C$ 相对集中，为-4.6×10^{-3}~-1.2×10^{-3}(见表 3)，同时 C-O 同位素投点全部位于岩浆碳酸岩的区域(见图 14)，暗示成矿流体中的碳主要来源于岩浆、地幔等深源流体的活动。白云石样品中氧同位素组成为 7.1×10^{-3}~10.2×10^{-3}(见表 3)，根据高温条件下(250~300 ℃)白云石−水同位素分馏方

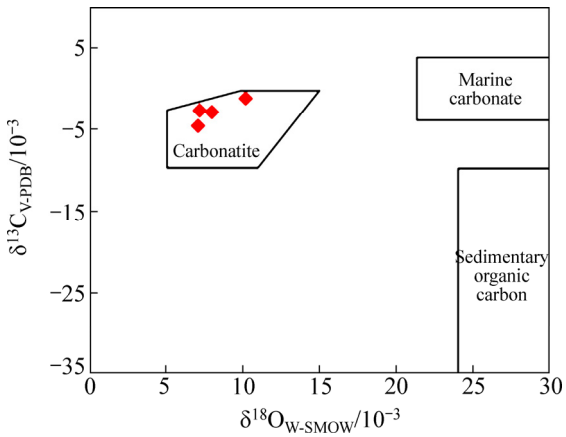

图 14　汞洞冲铅锌矿矿白云石 δC−δ^{18}O 图解(底图据文献[52])

Fig. 14　δC−δ^{18}O diagram of dolomites from Gongdongchong Pb-Zn deposit(based on Ref. [52])

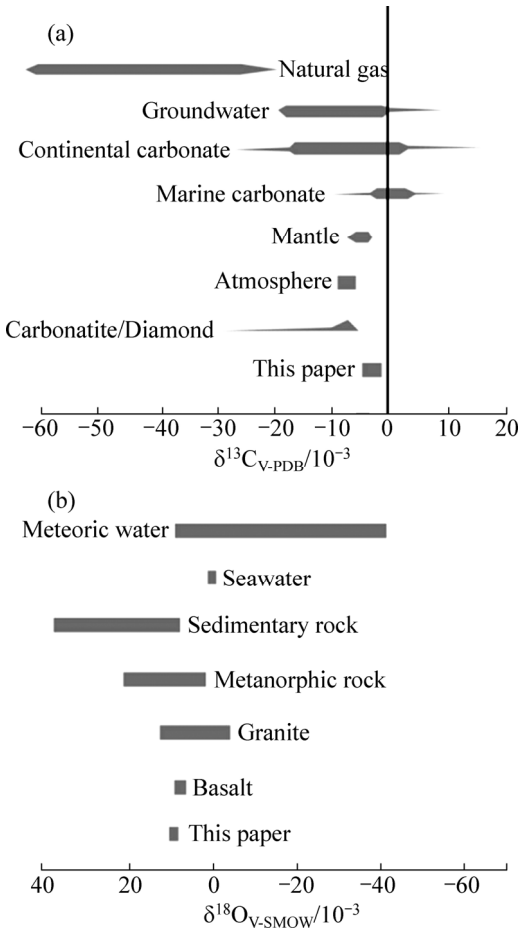

图 15　重要地质储库：碳同位素特征(据文献[57])(a)；氧同位素特征(据文献[53])(b)

Fig. 15　$\delta^{13}C$ (based on Ref.[57]) (a) and $\delta^{18}O$ (based on Ref. [53]) (b) values of important geological reservoirs

程[56]：$1000\ln\alpha=3.06\times10^{6}/T^{2}-3.24$(式中 α 的白云石和水间之的氧同位素分馏系数)，选取自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)所测得的均一温度平均值 290 ℃，计算得到成矿流体的 $\delta^{18}O_w$ 值为 0.7×10^{-3}~3.8×10^{-3}，该值偏离原生水(约 5×10^{-3}~7×10^{-3})或岩浆水(约 5.5×10^{-3}~8.5×10^{-3})范围[49]，同时明显低于他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)的流体 $^{18}O_w$ 值(7.1×10^{-3}~8.6×10^{-3})(见表 2)，也暗示在Ⅱ阶段矿物形成受到了大气降水混入的影响。

矿床中金属硫化物的硫同位素组成特征可用来指示矿床硫的来源和成矿机制，在矿床学研究中普遍作为成矿物质来源的指示剂[58−61]。根据 OHMOTO[62]的热液体系硫同位素分馏模式，热液矿物的硫同位素组成除了受源区物质的 $\delta^{34}S$ 直接影响外，还与含硫物质在热液中迁移和矿物沉淀时的物理化学条件(pH 和 f_{O_2})有关。但是，由于质量守恒和质量平衡的限制，

如果 pH 或 f_{O_2} 的变化能够引起热液硫化物的 $\delta^{34}S$ 值发生不可忽略的影响，体系内必须存在显著数量的硫酸盐[63]。换句话说，如果热液体系内不存在相当的硫酸盐的话，那么 pH 或 f_{O_2} 对热液总硫同位素组成可以忽略不计。而在汞洞冲矿床中，并没有发现硫酸盐的矿物，S 元素主要是以金属硫化物的形式存在的，如方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿等。且由表 4 可知，相同样品中的 $\delta^{34}S_{Py}>\delta^{34}S_{Cp}>\delta^{34}S_{Gn}$，满足平衡条件下硫化物 $\delta^{34}S$ 富集顺序，表明不同硫化物间硫同位素分馏基本达到了平衡，因此这些硫化物的 $\delta^{34}S$ 值能近似代表矿区成矿热液的总硫同位素组成[62]，也就可以用其与源区进行比对。在硫同位素组成数值上，不同于全球典型的铅锌矿床(Reddog 铅锌矿、Century 铅锌矿等)具有较宽的硫同位素组成变化范围[64]，汞洞冲矿床主要金属硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变化范围很窄，在 2.5×10^{-3}~4.5×10^{-3} 之间(见表 4)。很显然它与典型的层控铅锌矿床在物源上有着明显的不同。SANGSTER[65]曾对形成于显生宙的 110 个层控金属硫化物矿床的硫同位素数据进行了统计，结果表明 Sedex、VMS 层控矿床的硫同位素组成与同期海水的硫值具有明显的相关性，说明这些金属硫化物是由海相硫酸盐经过还原作用而形成的[66]，这也是这些矿床硫同位素值变化较大的原因。对于汞洞冲矿床来说，普遍出现这样较小正值的硫同位素组成，符合深部岩浆硫的特征[53−54]，与岩浆成因的硫化物 $\delta^{34}S$ 值相似(-3.0×10^{-3}~2.5×10^{-3} [67])，说明矿区硫的来源应主要为深部岩浆活动直接提供。

综上所述，虽然在野外地质观察上不能直接看出汞洞冲矿体与岩浆活动的关系，但通过成矿流体的显微测温分析及矿床稳定同位素分析等，可以看出汞洞冲铅锌矿床在物质来源上与深部岩浆热液密切相关。

4.3 矿质迁移形式及沉淀机制

大量研究结果表明，温度、压力、盐度、氧化还原条件等因素可以致使金属从热液中沉淀出来，其中流体的沸腾作用往往被认为是许多斑岩型和浅成低温热液矿床矿质沉淀的最为主要的原因之一[68−70]。沸腾作用所造成的相分离，可以使 H_2、H_2S 和 CO_2 等气体迅速散失，这不仅降低了流体中一些以二硫化物或氯化物为载体的金属络合物的溶解度，还会增加流体的 pH 值和氧化态值[71]。而本次的研究结果认为，汞洞冲矿床流体的沸腾作用并没有造成金属矿质的大量沉淀，但其却是一个对成矿十分重要的先决条件。如前所述，初始高温、高盐度、富 CO_2 流体由于隐爆作用的发生、体系压力的减小，导致其发生了沸腾作用，通过野外及镜下观察，可以明显看到这一次的沸腾作用并不是硫化物大量卸载的最主要阶段。也就是说，大量的 Pb、Zn、Cu 等金属元素在沸腾作用发生后仍然在残存的高盐度液相中富集。结合前人研究结果，在大于 300 ℃的条件下，Zn 的 HS^-络合物容易分解，迁移量很少[72]。相反，其以氯化物结合的络合物在高温条件下则相当稳定，Pb 在热液流体中的表现与 Zn 相似。至于 Cu，以往对斑岩铜矿床的研究结果发现，大多数矿床中的 Cu 在流体中主要是以 $CuCl_2^-$ 或 $CuCl_{aq}$[73]的形式迁移的，溶解度受 Cl^-浓度的影响十分明显。结合前述包裹体显微测温的数据，在发生流体沸腾的他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)，包裹体均一温度普遍大于 300 ℃，特别是高盐度相的包裹体完全均一温度可达 370 ℃以上，且在显微镜下也可直接观察到这些富含子晶的高盐度包裹体中，确实存在有大量不透明的金属矿物(图 8(c))。此外，通过对汞洞冲矿床早期的流体包裹体成分研究结果表明，成矿早期流体中 CO_2 的含量非常高，且矿床中大量碳酸盐矿物的沉淀也暗示了流体中确实是富含 CO_2 的，因此可以推断初始流体是相对偏酸性的。SEWARD[74]的实验结果表明：在高温、偏酸性的流体环境下，Cu、Au、Pb、Zn、Ag 等金属离子常以氯络合物的形式运移。ROBB[75]也指出，在类似的高温、偏酸性环境下 Zn 和 Cl 组成络合物包括 $Zn(Cl)^+$、$Zn(Cl)_2$、$Zn(Cl)_3^-$ 和 $Zn(Cl)_4^{2-}$，Pb 与 Zn 性质类似。因此，汞洞冲矿床中的 Pb、Zn、Cu 等金属离子应多与 Cl^-结合而运移。而在大气降水混入后，流体发生了稀释作用，使热液系统的盐度大幅降低、Cl^-浓度减少，其络合金属的能力减弱，驱动类似以下的化学反应向右进行：

$$ZnCl_n^{2-n}(0\leqslant n\leqslant 4)+H_2S\rightarrow ZnS+2H^++nCl^-$$

$$PbCl_n^{2-n}(0\leqslant n\leqslant 4)+H_2S\rightarrow PbS+2H^++nCl^-$$

$$FeCl_n^{2-n}+2H_2S+1/2O_2\rightarrow FeS_2+2H^++H_2O+nCl^-$$

$$CuCl(aq)+FeCl_2(aq)+2H_2S(aq)\rightarrow CuFeS_2+3HCl(aq)+1/2H_2(aq)$$

导致相应硫化物的沉淀。同时上述化学方程式也能解释在流体发生强烈沸腾作用的阶段Ⅰ，出现有铅锌矿化的原因，沸腾作用伴随大量的 CO_2、H_2S 等酸性气体逃逸，体系内 pH 值升高，也会使上述各反应式向右进行。而有研究表明，在温度 300 ℃时，方铅矿的溶解度在 pH 上升至 8.1 时会出现逆转，抑制方铅矿的沉淀[76]。还有实验研究证明：压力降低可以使铅、锌的溶解度增大，而当温度降低不足以有效地补偿压

力效应时，Pb、Zn 可以在压力降低梯度下迁移[77]。在阶段Ⅰ矿床发生了隐爆作用，压力骤降，这很可能是该阶段未形成大量矿石的原因之一。

4.4　矿床成因

前人的研究表明，岩浆侵入体在流体出溶时可以产生巨大的能量，足以使深部 5 km 的岩石产生裂隙[78]。而能否发生隐爆作用除了与岩浆的成分、岩浆侵位深度、岩浆侵位时熔体的质量分数以及围岩的拉伸强度有关外，岩浆中水的含量是形成隐爆角砾岩最为重要的指标[79]。汞洞冲隐爆角砾岩筒中绢云母化蚀变在成矿早阶段极为发育，说明热液蚀变期间流体中水含量充足，因此出溶该流体的岩浆中应具有较高的初始水含量，这为隐爆作用的发生提供了前提条件。结合汞洞冲含矿角砾岩大小不一、角砾多为棱角状、角砾岩与围岩分界明显、角砾成分与地层一致、胶结物中发育晶洞构造等特征，反映了角砾岩的成因与出溶流体的液压致裂有关[80]。因此，本研究得到以下认识：在早白垩纪，大规模岩浆上涌侵位，于浅变质岩层中形成不同形态的侵入体。高温、高盐度、富 CO_2 的热液不断从岩浆侵入体中出溶，出溶出来的岩浆热液提取、并汇聚了岩浆中的成矿物质，在上覆围岩下方的裂隙中不断聚集。超压的岩浆热液在先存断裂的基础上致使围岩破碎，发生了强烈的隐爆作用。成矿流体在隐爆作用发生后压力迅速减小，促使其发生了沸腾作用[81]，此时流体气液相开始大规模分离，在这个过程中释放了大量的 CO_2。而流体中 Pb、Zn、Cu 等矿质元素在残余的高盐度溶液中得以进一步富集，随着弱碱性的大气降水沿隐爆产生的裂隙迅速加入，使得高盐度含矿热液发生稀释作用，流体体系发生了如下变化：1) 热液温度从 350~400 ℃下降至 250 ℃；2) 成矿流体 pH 值有所升高，Fe、Mn 以碳酸盐的形式达到饱和而沉淀；3) 稀释效应导致热液中 H^+和 Cl^-浓度降低。伴随以上物理化学性质的改变，金属络合物失稳，Pb、Zn、Cu 的氯化物络合物大量分解，最终以胶结物的形式在围岩角砾之间沉淀成矿。

5　结论

1) 汞洞冲角砾岩体形呈筒状、侧向分带明显、角砾呈棱角状、成分为佛子岭岩群云母石英片岩、并以石英、碳酸盐以及大量金属硫化物矿物胶结、晶洞构造发育，这些特征说明其为一个张性热液隐爆角砾岩。

2) 汞洞冲铅锌矿床共发育 3 种类型的包裹体：富 CO_2 包裹体(C 型)、水溶液包裹体(L 型)和含子晶多相包裹体(S 型)，属中高温、高盐度、中低密度的 H_2O-NaCl-CO_2 流体体系。从早到晚，流体由中高温、高盐度、富 CO_2、富 Fe、Mn 向低温、低盐度、贫气富水的方向演化。

3) H−O 同位素数据显示初始成矿流体来源于岩浆水，后期有一定程度大气降水混合；C-O 同位素和 S 同位素数据显示矿床中碳和硫也主要来源于深部岩浆。

4) 矿床形成过程先后经历了隐爆作用、流体沸腾作用和混合作用。通过压力估算，早期流体压力为 120~150 MPa，到了他形石英−绢云母−黄铁矿阶段(Ⅰ)压力骤降至 8~14 MPa，这不仅造成了流体的大规模沸腾，同时该过程中气液相的分离对 Pb、Zn、Cu 等成矿元素起到了一定的富集作用。自形石英−铁锰镁碳酸盐−多金属硫化物阶段(Ⅱ)的岩浆流体与大气水的混合是造成金属沉淀的主要机制。

致谢：本文野外地质调研和资料收集过程中得到安徽省地质矿产勘查局 311 地质队、南京地质矿产研究所的大力协助，在流体包裹体测试过程中得到谢玉玲老师的指导和帮助，参加野外工作的还有钟日晨老师、王莹、安卫军，一并表示诚谢。此外承蒙两位审稿人在百忙中审阅全文并提出宝贵修改建议，在此表示衷心的感谢！

REFERENCES

[1] OKAY A I, XU Shu-tong, SENGOR A M C. Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China[J]. European Journal of Mineralogy, 1989, 1(4): 595−598.

[2] HACKER B R, SCHBACHER L, WEBB L. U/Pb zircon ages const rain the architecture of the ultra high pressure Qinling-Dabie orogen, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 161(1/4): 215−231.

[3] 李曙光. 大别山超高压变质岩折返机制与华北−华南陆块碰撞过程[J]. 地学前缘, 2004, 11(3): 63−70.
LI Shu-guang. Exhumation mechanism of the ultrahigh–pressure metamorphic rocks in the Dabie mountains and continental collision process between the North and South China blocks[J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(3): 63−70.

[4] 李曙光, 李秋立, 侯振辉, 杨　蔚, 王　莹. 大别超高压变质岩的冷却史及折返机制[J]. 岩石学报, 2005, 21(4): 1117−1124.
LI Shu-guang, LI Qiu-li, HOU Zhen-hui, YANG Wei, WANG

Ying. Cooling history and exhumation mechanism of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie mountains, central China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21(4): 1117−1124.

[5] 许志琴, 戚学祥, 杨经绥, 曾令森, 刘福来, 梁凤华, 唐哲民, 蔡志慧. 苏鲁高压−超高压变质地体的陆−陆碰撞深俯冲剥蚀模式[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 2006, 31(4): 427−436.
XU Zhi-qin, QI Xue-xiang, YANG Jing-sui, ZENG Ling-sen, LIU Fu-lai, LIANG Feng-hua, TANG Zhe-min, CAI Zhi–hui. Deep subduction erosion model for continent–continent collision of the Sulu HP–UHP metamorphic terrain[J]. Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 2006, 31(4): 427−436.

[6] 杨经绥, 许志琴, 张建新, 张泽明, 刘福来, 吴才来. 中国主要高压−超高压变质带的大地构造背静及俯冲/折返机制的探讨[J]. 岩石学报, 2009, 25(7): 1529−1560.
YANG Jing-sui, XU Zhi-qin, ZHANG Jian-xin, ZHANG Ze-ming, LIU Fu-lai, WU Cai–lai. Tectonic setting of main high– and ultrahigh–pressure metamorphic belts in China and adjacent region and discussion on their subduction and exhumation mechanism[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(7): 1529−1560.

[7] 李 毅, 胡海珠, 陈丽娟, 白凤军, 李红超. 大别山北麓姚冲钼矿床地质特征及找矿标志[J]. 地质与勘探, 2013, 49(2): 280, 288.
LI Yi, HU Hai-zhu, CHEN Li-juan, BAI Feng-jun, LI Hong-chao. Geological features and ore-searching indicators of the Yaochong Mo deposit in the northern Piedmont of the Dabie Shan[J]. Geology and Prospecting, 2013, 49(2): 280, 288.

[8] 张怀东, 王波华, 郝越进, 程 松, 项 斌. 安徽沙坪沟斑岩型钼矿床地质特征及综合找矿信息, 矿床地质[J], 2012, 31(1): 41−51.
ZHANG Huai-dong, WANG Bo-hua, HAO Yue-jin, CHENG Song, XIANG Bing. Geological characteristics and comprehensive ore-prospecting information of Shapinggou porphyry-type molybdenum deposit in Anhui Province[J]. Mineral Deposits, 2011, 30(3): 457−468.

[9] 杨梅珍, 付晶晶, 王世峰, 陆建培. 桐柏山老湾金矿带右行走滑断裂控矿体系的构建及其意义[J]. 大地构造与成矿学, 2014, 38(1): 94−107.
YANG Mei-zhen, FU Jing-jing, WANG Shi-feng, LU Jian-pei. Establishment and significance of dextral strike-slip fault ore-controlling system of the Laowan gold belt, Tongbai Mountains[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2014, 38(1): 94−107.

[10] 任 志, 周涛发, 张达玉, 袁 峰, 范 裕, 李先初, Noel WHITE. 大别山地区沙坪沟斑岩型钼矿床蚀变及矿化特征研究[J]. 岩石学报, 2015, 31(9): 2707−2723.
REN Zhi, ZHOU Tao-Fa, ZHANG Da-Yu, YUAN Feng, FAN Yu, LI Xian-Chu, WHITE N. Characteristics of alteration and mineralization of Shapinggou porphyry molybdenum deposit, Dabie orogenic belt[J]. Acta Petrologica Sinica, 2015, 31(9): 2707−2723.

[11] 魏庆国, 高昕宇, 赵太平, 陈 伟, 杨岳衡. 大别北麓汤家坪花岗斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年和岩石地球化学特征及其对岩石成因的制约[J]. 岩石学报, 2010, 26(5): 1550−1562.
WEI Qing-guo, GAO Xin-yu, ZHAO Tai-ping, CHEN Wei, YANG Yue-heng. Petrogenesis of Tangjiaping granite porphyry in northern Dabie: Evidence from Zircon LA-ICPMS U-Pb dating and geochemical characteristics[J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26(5): 1550−1562.

[12] 杨泽强. 河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼−锇同位素年龄及地质意义[J]. 矿床地质, 2007, 26(3): 289−295.
YANG Ze-qiang. Re-Os isotopic ages of Tangjiaping molybdenum deposit in Shangcheng County, Henan and their geological significance[J]. Mineral Deposits, 2007, 26(3): 289−295.

[13] 高 阳, 叶会寿, 李永峰, 罗正传, 李法岭, 熊必康, 孟 芳. 大别山千鹅冲钼矿区花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及微量元素特征[J]. 岩石学报, 2014, 30(1): 49−63.
GAO Yang, YE Hui-shou, LI Yong-feng, LUO Zheng-zhuan, LI Fa-ling, XIONG Bi-kang, MENG Fang. SHRIMP zircon U-Pb ages, Hf isotopic compositions and trace elements characterristics of the granites from the Qian'echong Mo deposit, Dabie Orogen[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30(1): 49−63.

[14] 刘清泉, 邵拥军, 张智慧, 张 宇, 李 冰, 张 驰. 大别山姚冲花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素及地质意义[J]. 中国有色金属学报, 2015, 25(2): 479−491.
LIU Qing-quan, SHAO Yong-jun, ZHANG Zhi-hui, ZHANG Yu, LI Bing, ZHANG Chi. Zircon U-Pb ages, Hf isotope characteristics and its implication of granite from Yaochong, Dabie orogen, China [J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2015, 25(2): 479−491.

[15] 孟祥金, 徐文艺, 吕庆田, 屈文俊, 李先初, 史东方, 文春华. 安徽沙坪沟斑岩钼矿锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄[J]. 地质学报, 2012, 86(3): 486−494.
MENG Xiang-jin, XU Wen-yi, LÜ Qin-tian, QÜ Wen-jun, LI Xian-chu, SHI Dong-fang, WEN Chun-hua. Zircon U-Pb dating of ore-bearing rocks and molybdenite Re-Os age in Shapinggou porphyry molybdenum deposit, Anhui Province[J]. Acta Geologica Sinica, 2012, 86(3): 486−494.

[16] 于 文, 倪 培, 王国光, 商 力, 江来利, 王波华, 张怀东. 安徽金寨县沙坪沟斑岩钼矿床成矿流体演化特征[J]. 南京大学学报(自然科学), 2012, 48(3): 240−255.

YU Wen, NI Pei, WANG Guo-guang, SHANG Li, JIANG Lai-li, WANG Bo-hua, ZHANG Huai-dong. Evolution of ore-forming fluids of the Shapinggou porphyry molybdenum deposit, Jinzhai, Anhui Province[J]. Journal of Nanjing University(Natural Science), 2012, 48(3): 240−255.

[17] 王　玭, 杨永飞, 糜　梅, 李忠烈, 王莉娟. 河南省新县姚冲钼矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 2013, 29(1): 107−120.
WANG Pin, YANG Yong-fei, MEI Mei, LI Zhong-lie, WANG Li-juan. Fluid evolution of the Yaochong porphyry Mo deposit, Xinxian County, Henan Province, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(1): 107−120.

[18] 安徽省地质矿产勘查局 313 地质队. 安徽省金寨县汞洞冲铅锌矿普查地质报告(内部资料)[R]. 1987: 1−17.
No.313 Team of Anhui Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration. Geological survey report of Gongdongchong lead-zinc deposit in Jinzhai County, Anhui Province[R]. 1987: 1−17.

[19] 陆三明, 徐晓春, 彭　智. 北淮阳构造带东段隐爆角砾岩型多金属矿床的地质特征及成因[J]. 地质与勘探, 2005, 41(3): 7−11.
LU San-ming, XU Xiao-chun, PENG Zhi. Geologic feature and genesis of crypto-explosion breccia in the east part of north Huaiyang tectonic zone[J]. Geology and Prospecting, 2005, 41(3): 7−11.

[20] 彭　智, 陆三明, 徐晓春. 北淮阳构造带东段金−多金属矿床区域成矿规律[J]. 合肥工业大学学报(自然科学版), 2005, 28(4): 364−368.
PENG Zhi, LU San-ming, XU Xiao-chun. Regional metallogenetic regularity of gold-polymetallic deposits in the east of north Huaiyang tectonic belt[J]. Journal of Hefei University of Technology (Natural Science), 2005, 28(4): 364−368.

[21] 彭南海, 邵拥军, 刘忠法, 汪　程. 山西义兴寨金矿田成矿机理研究: 来自同位素和流体包裹体的证据[J]. 中国有色金属学报, 2017, 27(2): 305−317.
PENG Nan-hai, SHAO Yong-jun, LIU Zhong-fa, WANG Cheng. Metallogenic mechanism of Yixingzhai gold ore field in Fanshi county, Shanxi province: Evidences from isotopes and fluid inclusion[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2017, 27(2): 305−317.

[22] 鞠培姣, 赖健清, 莫青云, 石　坚, 谭辉跃, 陶诗龙. 湖南双峰县包金山金矿成矿流体与矿床成因[J]. 中国有色金属学报, 2016, 26(12): 2625−2639.
JU Pei-jiao, LAI Jian-qing, MO Qing-yun, SHI Jian, TAN Hui-yue, TAO Shi-long. Ore-forming fluid characteristics and genesis of Baojinshan gold deposit in Shuangfeng County, Hunan Province, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2016, 26(12): 2625−2639.

[23] 熊　瑛, 朱自强, 胡祥昭, 鲁光银. 海南省东方市踏王山金矿床流体包裹体特征及矿床成因[J]. 中国有色金属学报, 2016, 26(6): 1281−1292.
XIONG Ying, ZHU Zi-qiang, HU Xiang-zhao, LU Guang-yin. Characteristics of fluid inclusions and genesis of Tawangshan gold deposit in Dongfang County, Hainan Province, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2016, 26(6): 1281−1292.

[24] 熊伊曲, 邵拥军, 刘建平, 隗含涛, 赵睿成. 锡田矿田石英脉型钨矿床成矿流体[J]. 中国有色金属学报, 2016, 26(5): 1107−1119.
XIONG Yi-qu, SHAO Yong-jun, LIU Jian-ping, WEI Han-tao, ZHAO Rui-cheng. Ore-forming fluid of quartz-vein type tungsten deposits, Xitian orefield, eastern Hunan, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2016, 26(5): 1107−1119.

[25] 徐方颖, 赖健清, 王雄军. 铜陵老鸦岭铜矿床流体包裹体特征与成矿作用[J]. 中国有色金属学报, 2015, 25(10): 2871−2882.
XU Fang-ying, LAI Jian-qing, WANG Xiong-jun. Characteristic of fluid inclusions and metallization of Laoyaling copper deposit in Tongling, Anhui Province, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2015, 25(10): 2871−2882.

[26] 王清晨, 林　伟. 大别山碰撞造山带的地球动力学[J]. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 2002, 9(4): 257−265.
WANG Qing-chen, LIN Wei. Geodynamics of the Dabieshan collisional orogenic belt[J]. Earth Science Frontiers (China University of Geosciences Beijing), 2002, 9(4): 257−265.

[27] 徐树桐, 江来利, 刘贻灿, 张　勇. 大别山区(安徽部分)的构造格局和演化过程[J]. 地质学报, 1992, 66(1): 1−14.
XU Shu-tong, JIANG Lai-li, LIU Yi-can, ZHANG Yong. Tectonic framework and evolution of the Dabie mountains in Anhui, Eastern China[J]. Acta Geologica Sinica, 1992, 66(1): 1−14.

[28] 江来利, 刘贻灿, 吴维平, 苏　文. 大别山超高压变质岩的变形历史及折返过程[J]. 地质科学, 1999, 34(4): 432−441.
JIANG Lai-li, LIU Yi-can, WU Wei-ping, SU Wen. The deformation history and exhumation process of the UHPM rocks in the Dabieshan[J]. Scientia Geologica Sinica, 1999, 34(4): 432−441.

[29] 王清晨, 从柏林. 大别山超高压变质带的大地构造框架[J]. 岩石学报, 1998, 14(4): 481−492.
WANG Qing-chen, CONG Bo-lin. Tectonic framework of the ultrahigh-pressure metamorphic zone from the Dabie mountains[J]. Acta Petrologica Sinica, 1998, 14(4): 481−492.

[30] 周建波, 郑永飞, 李　龙, 谢　智. 扬子板块俯冲的构造加积楔[J]. 地质学报, 2001, 75(3): 338−352.

ZHOU Jian-bo, ZHENG Yong-fei, LI Long, XIE Zhi. Accretionary wedge of the subduction of the Yangtze plate[J]. Acta Geologica Sinica, 2001, 75(3): 338−352.

[31] 王清晨. 大别山造山带高压−超高压变质岩的折返过程[J]. 岩石学报, 2013, 29(5): 1607−1620.
WANG Qing-chen. Exhumation of high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie orogenic belt[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(5): 1607−1620.

[32] 安徽省地质矿产局. 安徽省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社,1987: 5−94.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui Province. Regional geology of Anhui province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1987: 5−94.

[33] 戴圣潜, 徐家聪, 石乾华, 周存亭. 北淮阳东段佛子岭群新认识[J]. 中国区域地质, 1992(4): 369−375.
DAI Sheng-qian, XU Jia-cong, SHI Qian-hua, ZHOU Cun-ting. New recognition of the foziling group in the eastern part of northern Huaiyang[J]. Regional Geology of China, 1992(4): 369−375.

[34] 陈跃志, 桑宝梁. 佛子岭群变质岩石学变质作用及时代的初步研究[J]. 中国区域地质, 1995(3): 280−288.
CHEN Yue-zhi, SANG Bao-liang. Metamorphic petrology and metamorphism of the foziling group in northern Huaiyang and its age[J]. Regional Geology of China, 1995(3): 280−288.

[35] 杜建国. 大别造山带中生代岩浆作用与成矿地球化学研究[D]. 合肥: 合肥工业大学, 2000: 14−36.
DU Jian-guo. On researching of mesozoic magmatism and geochemsitry of mineralization in Dabie orogenic belt[D]. Hefei: Hefei University of Technology, 2000: 14−36.

[36] 周泰禧, 陈江峰, 张 巽, 李学明. 北淮阳花岗岩−正长岩地球化学特征及其大地构造意义[J]. 地质论评, 1995, 41(2): 144−151.
ZHOU Tai-xi, CHEN Jiang-feng, ZHANG Xun, LI Xue-ming. Geochemistry of the north Huaiyang granite-syenite zone and its tectonic implication[J]. Geological Review, 1995, 41(2): 144−151.

[37] 马昌前, 杨坤光, 许长海, 李志昌, EHLERS CARL. 大别山中生代钾质岩浆作用与超高压变质地体的剥露机理[J]. 岩石学报, 1999, 15(3): 379−395.
MA Chang-qian, YANG Kun-guang, XU Chang-hai, LI Zhi-chang, EHLERS Carl. Mesozoic potassic magmatism in the Dabie Mountains: Implication for exhumation mechanism of ultrahigh-pressure metamorphic terranes[J]. Acta Petrologica Sinica, 1995, 41(2): 144−151.

[38] 续海金, 叶 凯, 马昌前. 北大别早白垩世花岗岩类 Sm-Nd 和锆石 Hf 同位素及其构造意义[J]. 岩石学报, 2008, 24(1): 87−103.
XU Hai-jin, YE Kai, MA Chang-qian. Early Cretaceous granitoids in the North Dabie and their tectonic implications: Sr-Nd and zircon Hf isotipic evidences[J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(1): 87−103.

[39] 刘晓强. 大别造山带燕山期岩浆岩[D]. 合肥: 合肥工业大学, 2014: 39−43.
LIU Xiao-qiang. Mineralization and petrogenesis of Yanshanian magmatic rocks, Dabie orogen[D]. Hefei: Hefei University of Technology, 2014: 39−43.

[40] 卢焕章, 范宏瑞, 倪 培, 欧光习, 沈 昆, 张文淮. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 241−249.
LU Huan-zhang, FAN Hong-rui, NI Pei, OU Guang-xi, SHEN KUN, ZHANG Wen-huai. Fluid inclusions[M]. Beijing: Science Press, 2004: 241−249.

[41] ROEDDER E. Fluid Inclusions: Reviews in mineralogy[M]. Washington: Mineral Society of America, 1984: 1−644.

[42] HALL D L, STERNER S M AND BODNAR R J. Freezing pointdepression of NaCl-KCl-H_2O solutions[J]. Economic Geology, 1988, 83(1): 197−202.

[43] 刘 斌, 沈 昆. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 207−216.
LIU Bin, SHEN Kun. Fluid inclusion thermodynamics[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999: 207−216.

[44] SHEPHERD T J, RANKIN A H, ALDERTON D H M. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies[M]. New York: Chapman and Hall, 1985: 1−239.

[45] HAAS J L. Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H_2O component in boiling NaCl solution[M]. Washington DC: Geological Survey Bulletin, 1421-A, 1976: 1−73.

[46] CLAYTON R N, O'NEIL J R AND MAYEDA T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1972, 77(17): 3057−3067.

[47] BECKER S P, FALL A, BODNAR R J. Synthetic fluid inclusions: XVII. PVTX properties of high salinity H_2O-NaCl solutions (＞30% NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology, 2008, 103(3): 539−554.

[48] 谢玉玲, 李应栩, 常兆山, COOKE D R, RYAN C G, LAIRD J, 白劲松, 刘云飞, 李光明, 张 丽. 西藏恰功铁矿岩浆演化序列及斑岩出溶流体特征[J]. 地质学报, 2009, 83(12): 1870−1886.
XIE Yu-ling, LI Ying-xu, CHANG Zhao-shan, COOKE D R, RYAN C G, LAIRD J, BAI Jin-song, LIU Yun-fei, LI Guang-ming, ZHANG Li. Magmatic evolution and characteristics of magmatic Fluid in the Qiagong porphyry

system[J]. Acta Geologica Sinica, 2009, 83(12): 1870−1886.

[49] OHMOTO H. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1986, 16(1): 491−559.

[50] TAYLOR H P. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits[C]//BARNES H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (2nd ed). New York: Wiley, 1979: 236−277.

[51] 刘家军, 何明勤, 李志明, 刘玉平, 李朝阳, 张　乾, 杨伟光, 杨爱平, 等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质, 2004, 23(1): 3−6.
LIU Jia-jun, HE Ming-qin, LI Zhi-ming, LIU Yu-ping, LI Zhao-yang, ZHANG Qian, YANG Wei-guang, YANG Ai-ping. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping basin of Yunnan province and its significance[J]. Mineral Deposits, 2004, 23(1): 3−6.

[52] 毛景文, 赫　英, 丁梯平. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据[J]. 矿床地质, 2002, 21(2): 121−128.
MAO Jing-wen, HE Ying, DING Ti-ping. Mantle fluids involved in metallogenesis of jiaodong (east shandong) gold district: evidence of C, O and H isotopes[J]. Mineral Deposits, 2002, 21(2): 121−128.

[53] HOEFS J. Stable Isotope Geochemistry[M]. 4th ed. Berlin: Springer-Verlag, 1980: 65−167.

[54] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 218−239.
ZHENG Yong-fei, CHEN Jiang-feng. Stable isotope geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 2000: 218−239.

[55] DEINES P, HARRIS J W, GURNEY J J. The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffiefontein Kimberlite, South Africa[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1991, 55(9): 2615−2625.

[56] MATTHEWS A, KATZ A. Oxygen isotope fractionation during the dolomitization of calcium carbonate[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1977, 41(10): 1431−1438.

[57] CLARK I, FRITZ P. Environmental isotopes in hydrogeology. New York: Lewis Publishers, 1997: 328.

[58] 成曦晖, 徐九华, 王建雄, 褚海霞, 肖　星, 张　辉. 厄立特里亚阿斯马拉 VMS 矿床 S、Pb 同位素对成矿物质来源的约束[J]. 中国有色金属学报, 2017, 27(4): 795−810.
CHENG Xi-hui, XU Jiu-hua, WANG Jian-xiong, CHU Hai-xia, XIAO Xing, ZHANG Hui. Sulfur and lead isotope constrains on source of ore-forming materials in Asmara VMS-type deposits, Eritrea[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2017, 27(4): 795−810.

[59] 席　振, 高光明, 马德成, 罗　晗. 厄瓜多尔 Beroen 金银矿床硫铅同位素地球化学[J]. 中国有色金属学报, 2016, 26(4): 852−862.
XI Zhen, GAO Guang-ming, MA De-cheng, LUO Han. Lead and sulfur isotope geochemistry of Ecuadorian Beroen gold-silver deposit[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2016, 26(4): 852−862.

[60] 张辰光, 赖健清, 曹勇华, 刘印明, 杨金明, 韩永生. 新疆铁克里克铜铅锌多金属矿床多因复成成矿作用[J]. 中国有色金属学报, 2016, 26(6): 1293−1302.
ZHANG Chen-guang, LAI Jian-qing, CAO Yong-hua, LIU Yin-ming, YANG Jin-ming, HAN Yong-sheng. Polygenetic compound mineralization of Tiekelike copper-lead-zinc deposit, Xinjiang[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2016, 26(6): 1293−1302.

[61] 杨立强, 邓　军, 王中亮, 张　良, 郭林楠, 宋明春, 郑小礼. 胶东中生代金成矿系统[J]. 岩石学报, 2014, 30(9): 2447−2467.
YANG Li-qiang, DENG Jun, WANG Zhong-liang, ZHANG Liang, GUO Lin-nan, SONG Ming-chun, ZHENG Xiao-li. Mesozoic gold metallogenic system of the Jiaodong gold province, eastern China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30(9): 2447−2467.

[62] OHMOTO H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology, 1972, 67(5): 551−578.

[63] ZHENG Yong-fei, HOEFS J. Stable isotope geochemistry of hydrothermal mineralization in the Harz Mountains: Ⅱ. Sulfur and oxygen isotopes of sulfides and sulfate and constraints on metallogenetic models[J]. Monograph Series on Mineral Deposits, 1993, 30: 211−229.

[64] FARQUHAR J, WU N P, CANFIELD D E, ODURO H. Connections between sulfur cycle evolution, sulfur isotopes, sediments, and base metal sulfide deposits[J]. Economic Geology, 2010, 105(3): 509−533.

[65] SANGSTER D F. Sulfur and lead isotopes in strata-bound deposits[C]//WOLF K H, ed. Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. Amsterdam: Elsevier, 1976: 219−266.

[66] RYE R O, OHMOTO H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review[J]. Economic Geology, 1974, 69(6): 826−842.

[67] TAYLOR B E. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1986, 16(1): 185−225.

[68] COX S F, MUNROE S M. Breccia formation by particle fluidization in fault zones: Implications for transitory, rupture-controlled fluid flow regimes in hydrothermal systems[J]. American Journal of Science, 2016, 316(3): 241−278.

[69] WILLIAMS-JONES A E, HEINRICH C A. 100th Anniversary Special Paper: Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology, 2005, 100(7): 1287−1312.

[70] ALLAN M M, MORRISON G W, YARDLEY B W D. Physicochemical evolution of a porphyry-breccia system: A laser ablation ICP-MS study of fluid inclusions in the Mount Leyshon Au deposit, Queensland, Australia[J]. Economic Geology, 2011, 106(3): 413−436.

[71] COOKE D R, SIMMONS S F. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits[J]. Reviews in Economic Geology, 2000, 13(12): 221−244.

[72] HAYASHI K, SUGAKI A, KITAKAZE A. Solubility of sphalerite in aqueous sulfide solutions at temperatures between 25 and 240 ℃[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1990, 54(3): 715−725.

[73] CRERAR D A, BARNES H L. Ore solution chemistry(V): Solubilities of chalcopyrite assemblages in hydrothermal solution at 200 to 350 ℃[J]. Economic Geology, 1976, 71(4): 772−794.

[74] SEWARD T M. The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350 ℃[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1976, 40(11): 1329−1341.

[75] ROBB L. Introduction to ore-forming processes[M]. London: Blackwell Pub, 2005: 149−151.

[76] REED M H, PALANDRI J. Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2006, 61: 609−631.

[77] 张德会. 关于成矿流体地球化学研究的几个问题[J]. 地质地球化学, 1997(3): 103−111.
ZHANG De-hui. Some new advances in ore-forming fluid geochemistry[J]. Geology-Geochemistry, 1997(3): 103−111.

[78] BURNHAM C W, OHMOTO H. Late-state processes of felsic magmatism[J]. Mining Geology, Special Issue, 1980: 1−11.

[79] BURNHAM C W. Energy release in subvolcanic environments: implications for breccia formation[J]. Economic Geology, 1985, 80(6): 1515−1522.

[80] 谢玉玲, 徐九华, 何知礼, 李树岩, 李建平. 太白金矿流体包裹体中黄铁矿和铁白云石等子矿物的发现及成因意义[J]. 矿床地质, 2000, 19(1): 54−60.
XIE Yu-ling, XU Jiu-hua, HE Zhi-li, LI Shu-yan, LI Jian-ping. The dicover of daughter minerals in fluid inclusions of the Taibai gold deposit and their genetic significance[J]. Mineral Deposits, 2000, 19(1): 54−60.

[81] DRUMMOND S E, OHMOTO H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems[J]. Economic Geology, 1985, 80(1): 126−147.

Ore-forming process of Gongdongchong breccia type Pb-Zn deposit, Anhui: Evidences from geology, fluid inclusions and isotopes of C, H, O and S

WU Hao-ran[1], XIE Yu-ling[1], WANG Ai-guo[2], ZHONG Ri-chen[1], WANG Ying[1], AN Wei-jun[1]

(1. School of Civil and Environmental Engineering,
University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083, China;
2. Nanjing Institute of Geology and Mineral Resource,
Chinese Academy of Geological Sciences, Nanjing 210016, China)

Abstract: The Gongdongchong Pb-Zn deposit located in Jinzhai County, Anhui Province, China, is one of the important breccia type lead-zinc polymetallic deposits in the east end of Qinling-Dabie metallogenic belt. Ore bodies are controlled by the breccia, hosted in Early Palaeozoic mica-quartz schist and phyllite of Zhufo'an Formation, Foziling Group. The ore-forming processes of Gongdongchong deposit can be divided into three stages, namely the anhedral quartz-sericite-pyrite stage (Ⅰ), the euhedral quartz-carbonate-polymetal sulfides stage (Ⅱ) and the calcite-chlorite-pyrite stage (Ⅲ), among which, the stage (Ⅱ) is the major mineralization stage. Studies of fluid inclusions show that the fluid inclusions trapped in stage (Ⅰ) including two-phase inclusions, as evidenced by the coexistence of CO_2-rich(C-type) (Homogenization temperatures of 307−354 ℃, Salinity($NaCl_{eq}$): 0.6%−5.6% and multi-phase(S-type) inclusions with daughter minerals (Homogenization temperature of 323−377 ℃, Salinity of 38.2%−45.3%. The fluid inclusions of stage (Ⅱ) are two-phase inclusions, as identified by the coexistence of L_1- and L_2-type fluid inclusions; L_1-type inclusions homogenized is 249−315 ℃, with salinities of 2.9%−6.9%. The fluid inclusions formed in stage(Ⅲ) are dominated by vapor-liquid two phase inclusions, with the homogenization temperatures ranging from 242 ℃ to 280 ℃ and salinities between 1.4% and 5.0%. The fluid-boiling is evidenced by divergent-phase homogenizations of fluid inclusions with contrasting salinities at similar temperatures in stage (Ⅰ). The hydrogen and oxygen isotopes composition in quartz grains from different stages show that ore-forming fluid for stage (Ⅰ) is of magmatic origin, and is mixd by the meteoric water in stage (Ⅱ). The ore-forming fluid is characterized by medium-high temperature, high salinity and CO_2-rich, and then evolved into low temperature, low salinity and CO_2-release from early to late stage. The carbon and oxygen isotope composition in the dolomite in the deposit range from -4.6×10^{-3} to 1.2×10^{-3} and from 7.1×10^{-3} to 10.2×10^{-3}, respectively, which is similar to those in magmatic carbonatite. The values of $\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$ in major sulfides have narrow variable range, from 2.5×10^{-3} to 4.5×10^{-3}, indicating that the sulfur is derived from the mantle. All the data presented show that Gongdongchong Pb-Zn deposit belongs to the cryptoexplosion breccia-type deposit. The ore forming fluid and metallogenic materials come from magma in depth. The fluids boiling after cryptoexplosion and decompression result in gas-release. The metallogenic elements, such as Pb, Zn and Cu, concentrated in the solution with high salinity. The ore-forming hydrothermal solution migrated upwards along the tensional cracks with the sharply salinity decreasing by mixture with meteoric water, finally ore-forming materials are precipitated.

Key words: Gongdongchong; cryptoexplosion breccia; fluid boiling; mixing; magmatic hydrothermal

Foundation item: Project(201011011) supported by the Public Welfare Industry Foundation of Land Resource, China; Project(2014-01-020-010) supported by China Geological Survey

Received date: 2017-04-18; **Accepted date:** 2017-07-10

Corresponding author: XIE Yu-ling; Tel: +86-13601236643; E-mail: yulingxie63@Hotmail.com

(编辑　李艳红)