

大厂锡矿床黑色包裹体成因分析及容矿围岩的古地温研究^{*}

韩发¹, 田树刚², 刘建³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

3 科罗拉多矿业学院地质系, 美国科罗拉多州丹佛 金城)

摘要 在大厂长坡-铜坑矿床, 锡石中普遍存在具有代表性的 2 类包裹体: 黑色包裹体和气-液两相的流体包裹体。文章通过对包裹体结构形态和理论分析, 证明黑色包裹体是原生流体包裹体在内压超高(overpressured)条件下形成的。通过牙形石色温指数(CAI)及表面残余结构的研究, 获得了容矿岩石的古地温为 300~650℃, 与前人通过气-液两相包裹体获得的矿化温度(240~540℃)高度吻合, 说明容矿围岩的受热事件与同期矿化事件, 其热源具有同源性, 可能来自矿床下伏的燕山期花岗岩。层状主矿体锡石中原生的流体包裹体正是在这期事件的影响下, 变成了黑色包裹体。这些研究证明, 大厂锡矿至少有早、晚 2 期成矿作用。黑色包裹体的发现和古地温的恢复, 为层状主矿体是在海底热液喷流沉积成因的认识提供了关键证据。

关键词 地球化学; 黑色包裹体; 成因分析; 指示意义; 牙形石; 古地温; 矿床成因

中图分类号: P618.44

文献标志码: A

Research on black inclusions and paleotemperature of ore-hosting rocks in Dachang tin deposit

HAN Fa¹, TIAN ShuGang² and LIU Jian³

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Department of Geology, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, USA)

Abstract

In the Dachang Changpo-Tongkeng deposit, there are two typical types of inclusions in the cassiterite: black inclusions and gas-liquid two-phase fluid inclusions. Black inclusions were formed under overpressure conditions. Research on the CAI of the conodonts and the residual structure on their surface shows that the paleotemperature of the ore-hosting rocks is 300~650℃. By researching on the gas-liquid two-phase inclusions, previous studies have obtained a mineralization temperature of 240~540℃. The two sets of temperatures are very consistent, indicating that the heating event of the ore-hosting rocks and the ore-forming process are homologous in terms of thermal source; that is, the Yanshanian orogeny granite underlying the deposit. The primitive fluid inclusions in the cassiterite of the layered main orebodies became black inclusions under the influence of the heat source in this period. Evidently, the deposit has at least two stages of metallogenesis. The discovery of the black inclusions provides reasonable evidence for understanding the cause of formation of the layered main orebodies as ancient sea-floor hydrothermal exhalation-sedimentary deposits. Conversely, it is incorrect to interpret all possible metallogenic geological processes of the deposit using the existence of gas-liquid two-phase fluid inclusions.

^{*} 本文为 R.W.Hutchinson 研究奖学金及 Steven HUI 奖学金的资助成果

第一作者简介 韩发, 男, 1939 年生, 研究员, 主要从事矿床地质-地球化学研究。Email: hfandxrl@126.com

收稿日期 2020-03-23; 改回日期 2020-04-23。张绮玲编辑。

Key words: geochemistry, black inclusions, implication, CAI of the conodonts, paleotemperature, origin of the ores

第一作者韩发和 R. W. Hutchinson 教授通过对大厂锡多金属矿床的系统研究,发现该矿床具有 sedex 型矿床一系列的地质-地球化学特征(韩发等, 1997),但唯有对前人获得的成矿温度资料(240~540℃;李荫清等,1988)无法解释,深感困惑。为此,本文第三作者刘建在 Hutchinson 教授指导下,与副导师 Reynolds 博士一道,与第一作者合作,对大厂锡矿的流体包裹体进行了大量观察与系统研究,在大厂长坡-铜坑两大主矿体锡矿石中发现了普遍存在的“黑色”包裹体(black inclusions)。根据黑色包裹体的形态、结构特征,推测原生包裹体因后期岩浆-热事件的影响,包裹体内流体膨胀,内压增大到极限强度,进而发生破裂而成。尽管黑色包裹体的发现有望为大厂锡矿床同生成因提供一个关键的新证据,但因种种原因,这些研究未能得到进一步展开,初步成果仅在韩发等(1997)专著《大厂锡多金属硫化物矿床地质及成因》中予以简单介绍,甚为遗憾。

值得注意的是,在2004~2008年间,先后有4篇论文,用矿石中石英包裹体成分 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法对大厂矿田某些矿床成矿年龄及成矿物质来源问题进行研究。由于把不同成矿期、不同成因类型的矿床混为一谈,无助于正确认识客观事实。为此,笔者对长坡-铜坑矿床两大主矿体黑色包裹体又做了系统分析。鉴于大厂地区广泛遭受燕山期构造-岩浆事件的叠加改造,为追索这期岩浆-热事件对早期矿化与古温度场的影响,笔者尝试性地对大厂锡矿容矿岩石中的牙形石进行了系统研究,恢复了泥盆纪古温度。本文报道了黑色包裹体和古温度的最新研究结果,为大厂锡矿的2期成矿作用提供了关键新证据。

1 矿床地质特征

大厂是个世界级超大型的锡多金属硫化物矿床,主要由100#、92#和91#三大主矿体构成。本项研究中,100#矿体尚未开采,未能取得该矿体的样品,故以下研究内容只限于92#、91#矿体,即长坡-铜坑矿床。具体工作涉及到矿化类型及采样位置,为此只对长坡-铜坑矿床地质情况做简单介绍

(见图1),以便读者易于理解全文的要点。如要了解该矿床详实的地质情况,可参阅有关文献资料(韩发等,1997)。

如图1所示,长坡-铜坑矿床由不同的矿化类型或矿体构成,具体情况分述如下。

1.1 层状锡矿化

层状锡矿化是本矿床最重要的锡矿化,据其所在地质层位,这类矿化构成了以下几个矿体:

(1) 92#矿体(下称主矿体)。该矿体严格产于上泥盆统底部榴江组(D_3^1lj)硅质岩中,呈规整的层状与地层整合产出,并发生同步褶皱。另外,在榴江组硅质岩层位,有多处富含锡石的角砾状矿化呈筒状产于92#矿体内。这种孤立分布的矿化角砾岩筒可能是海底热液活动系统的喷口。

(2) 91#矿体(下称主矿体)。该矿体产于上泥盆统五指山组($D_3^2w^2$)碳酸盐岩-硅质岩中,但其产状及形态特征与92#矿体相似。矿体主要由含锡石的硫化物薄层组成,含矿薄层与硅质岩互成条带产出,并具微冲刷构造。在91#矿体顶、底部,有2层层状锡矿化,分别被称为75#、77#矿体。这2层矿体厚度不大,一般为0.75 m左右,最厚处为2~3 m。

1.2 脉状锡矿化

长坡-铜坑矿床脉状锡矿化可据其形态、规模及共生矿物组合的差异分为以下3种矿化类型:

(1) 主矿体中不穿过含矿层位的细脉状矿化。这种含锡石的矿化细脉,主要产出在以硅质岩为主的2个赋存主矿体的层位中(D_3^1lj 、 $D_3^2w^2$)。脉长与其所处岩层厚度一致,因此,所有这些细脉状矿化均严格限于层状矿体之中。

(2) 稳定延伸的大脉状矿化,这种脉状矿化以连续切穿不同地层单元为特征,延伸可达200余m。

(3) 在主矿体之上,于 $D_3^2w^3$ 、 $D_3^2w^4$ 、 $D_3^3tc^1$ 三个层位中,存在一个长600 m,延伸240 m的含锡矿化体。其中既有厚度不大的层状矿化,也有不穿层和穿层的网脉状矿化。上述3种矿化类型交织在一起,形成所谓的“细脉带”矿体。这种矿体最大特点是矿化强度差,其形态是按工业品位圈定的。

上述脉状矿化(1)应该是成岩期形成的不穿层脉,从宏观上看就是梯状脉;脉状矿化(2)和(3)应该是与白垩纪花岗岩期后热液有关的产物。

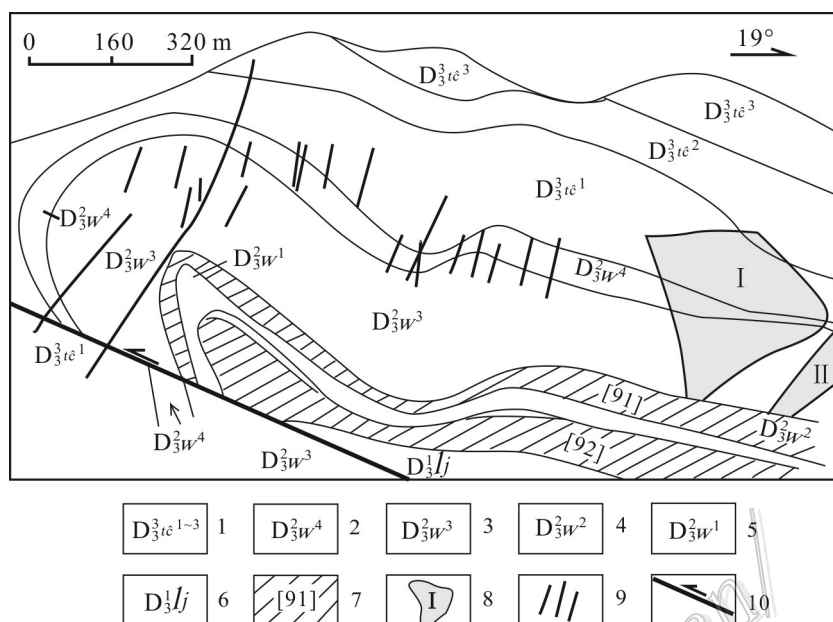


图1 长坡-铜坑矿床地质纵剖面简图(据中国有色工业总公司广西大厂矿务局地测处,1985)

1—灰岩、页岩互层;2—大扁豆灰岩;3—小扁豆灰岩;4—富钙细条带硅质岩;5—宽条带泥灰岩;6—硅质岩;7—层状主矿体及其编号;
8—网脉状矿体;9—大脉状矿体;10—断层

Fig.1 Geological section of the Changpo-Tongkeng deposit (after Geological Survey Department, Bureau of Mining Affairs of Dachang, Guangxi, China Nonferrous Industry Corporation, 1985)

1—Interbedded limestone and shale; 2—Large lenticular limestone; 3—Small lenticular limestone; 4—Fine-banded siliceous rocks rich in calcium;
5—Thick-banded limestone; 6—Siliceous rocks; 7—Stratiform main orebody; 8—Stockwork orebody; 9—Large vein orebody; 10—Fault

2 锡石中的包裹体及其特征

本文对大厂矿床3类脉状矿化各5件样品及层状主矿体10件样品,共制备了40个测温薄片。通过对这些薄片的观察,获得了以下研究结果。

2.1 锡石中的包裹体类型

根据Roedder(1984)提出的标准,确认原生流体包裹体通常是很困难的,并且有关证据也很少。因此,所观察到的流体包裹体的下述分类只是描述性的,而不是成因类型。

类型1:含有气-液两相的流体包裹体(图2a)。该类流体包裹体气相分数变化较大。但是,在典型情况下,气相体积分数为20%~30%。包裹体的大小变化于2~30 μm,平均在3~8 μm之间。这些包裹体的大多数具有卵形、球形、长条形的形状;数量较多,在4种矿化类型的锡石中均可见。

类型2:这是一种三相包裹体,其中有富H₂O的液相、液相CO₂及富CO₂的气相。CO₂液相通常围绕着富CO₂的气泡形成很薄的环圈。液相CO₂的体积

比气相的体积小得多。这类包裹体数量少,主要产于脉状矿化的锡石中。

类型3:这是一类很少见到的包裹体,它们也含有3个相:液相、气相及很小的石盐子矿物或未知的不透明矿物。

类型4:这类包裹体是黑色的,没有固定形状的“黑色包裹体”(图2b),在4种矿化类型的锡石中都存在。

用不同类型的包裹体去区分大厂锡矿床不同类型的矿化,这是研究者们所希望的。然而,所有4种类型的包裹体在4种矿化类型的锡石中都存在,所以不可能只根据某种包裹体的存在,确定或区分某种特定的矿化类型。但是,这4种包裹体中有2种特殊的类型值得重视,它们对本项研究工作有特别重要的意义。一类是具有固定气相分数的包裹体(下简称流体包裹体),它们有的作为单个独立包裹体位于锡石晶体的增生环带中,有的位于锡石晶体的显微裂隙中(图2c)。前者非常少见,可能是在锡石晶体封闭期间被捕获的;后者数量众多,在各类矿化的锡石中均可见及,可能是因显微裂隙拟合作用造成

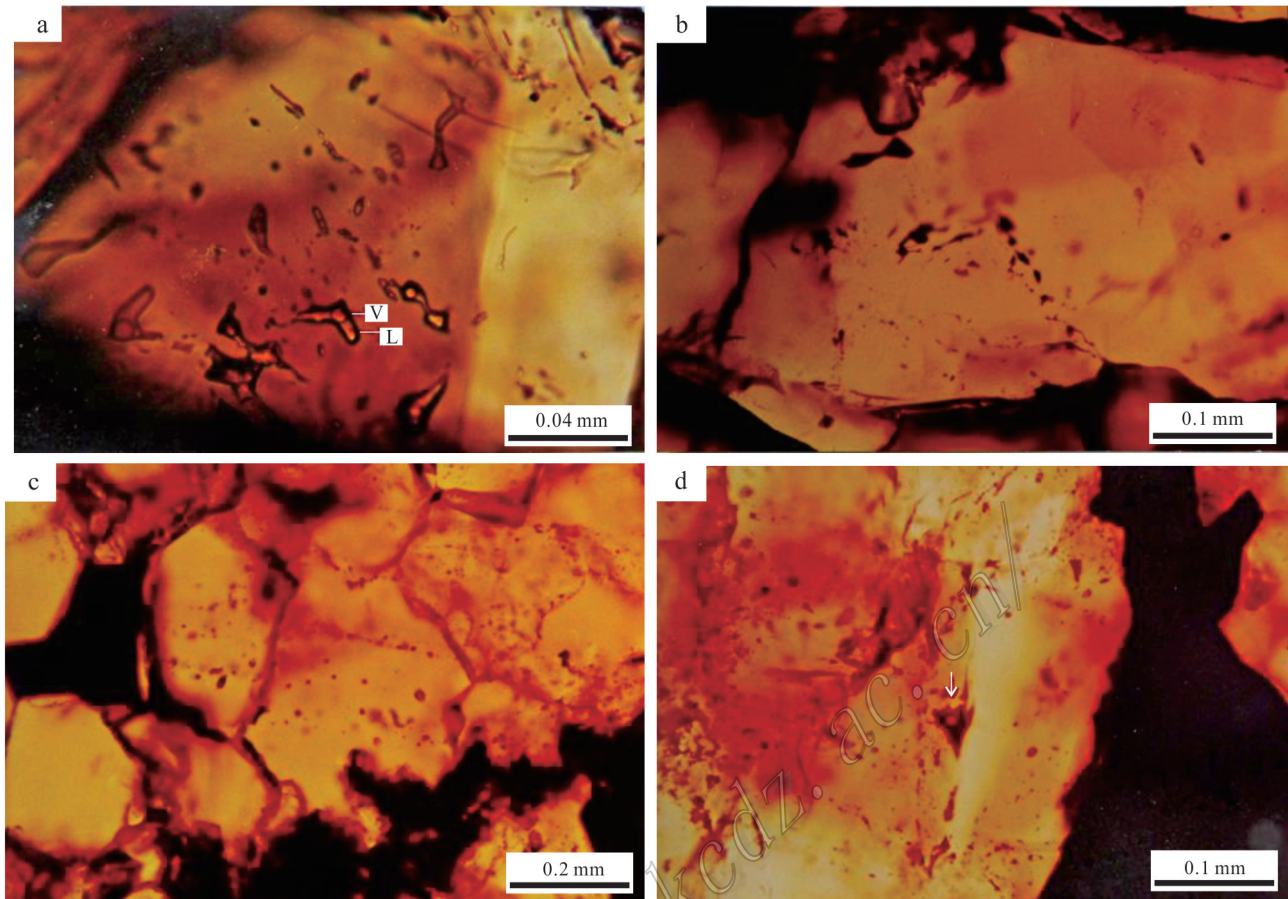


图2 锡石中流体包裹体及黑色包裹体照片(透射单偏光)

- a. 锡石中具有气-液两相的流体包裹体,其中气相体积分数为25%,L—液相,V—气相;b. 锡石中暗色具不规则形状黑色包裹体;
c. 沿着锡石中显微裂隙分布的流体包裹体;d. 锡石中大个黑色包裹体里具轮廓不清楚气泡的原始形态
(如箭头所指处)

Fig. 2 Photomicrographs of inclusions in cassiterites (transmitted plainlight)

- a. Photomicrograph of type 1 inclusions in cassiterite. The inclusions contain approximately 25% vapor by volume, L—Liquid; V—Vapor;
b. Photomicrograph of type 4 inclusions. Dark irregularly shaped “black inclusions” in cassiterite; c. Photomicrograph of fluid inclusions in planar array along a microfracture; d. A large black inclusion with obscure outline of a bubble (in arrow direction) in cassiterite

的(Roedder, 1979; 1981; 1984)。另外一类是普遍存在的黑色包体,这些包裹体以2种显著不同的情况产出:一种呈面状分布;另一种是一个大黑色包裹体及许多小黑色包裹体构成一群,小黑色包裹体往往集成不规则分布的包裹体串。

2.2 锡石中的黑色包裹体形态及结构特征

与Sterner等(1989b)所描述的实验情况相比,大厂锡石中黑色包裹体的形状和结构与实验研究中在内压超高条件下包裹体再平衡的形状和结构十分类似(Liu, 1989)。因此,先了解Sterner等(1989b)描述的实验研究结果是十分必要的。

Sterner等(1989b)在水盐体系里利用人工合成

石英中的流体包裹体在不同的差异压力下进行了包裹体再平衡的实验研究。结果表明,再平衡之后母包裹体的形状和结构与不同的实验条件有着密切的关系。现将Sterner等(1989b)的实验研究结果简述如下。

包裹体的形态:在 p_i (包裹体内部压力) $>p_c$ (包裹体围限压力),即在overpressure(以下统称为内压超高)条件下包裹体再平衡:

(1) 在包裹体再平衡试验研究中,当 $p_i > p_c$ 时大多数包裹体中流体的密度是降低的,并低到了在700℃估算的内压时的密度值。密度的降低伴随着包裹体形态倾向于变为负晶形,其密度高度降低是

以非常完好的负晶形为特征的。

(2) 偶然见到了从再平衡流体包裹体处产生的裂隙。伴随着包裹体的再平衡,沿着这些裂隙有呈面状排列的次生包裹体形成。然而,笔者查看了本次研究中的所有样品,认为这种结构是很少的例外,而不认为是常见的通例。当这种结构被发现时,它显然与个别包裹体有关,而且次生包裹体具有二维度的面状分布特征。

(3) 上述研究结果与 Gratier 等(1984)所描述的不同。他们认为,在类似的再平衡试验以后,围绕“原来的包裹体”沿着裂隙有大量次生包裹体形成,并提供了这种结构的照片和素描。他们用“卫星包裹体”、“爆炸串”等术语描述了在他们的样品中发现的这种结构。遗憾的是,由他们所提供的在这些包裹体于再平衡之前或之后的显微照片中并没有证实他们有关次生包裹体的观察结果,母包裹体并未被次生裂隙所包裹。在一些从未经受差异压力的样品中,笔者偶尔见到上述研究者们所描述的那种结构。在这种情况下,相对小的包裹体沿裂隙面分布,并且它们与位于中央的较大包裹体是同时形成的。所有包裹体中的流体,无论是大的还是小的都具有非常一致的密度。这与它们最初的形成条件是一致的。因此,笔者认为他们描述的“卫星包裹体”、“爆炸串”事实上可能是样品在遭到再平衡之前残留的原始结构,而不是差异压力造成的结果。总之,在笔者的样品中,看到了再平衡稍后的结构证据,比如只有呈二维度面形分布的次生包裹体。

包裹体的形态:在 p_i (包裹体内部压力) $<p_c$ (包裹体围限压力),即 underpressure(以下统称为围压超高)条件下包裹体再平衡。

包裹体再平衡过程中观察到的形态变化在 $p_i > p_c$ 时与 $p_i < p_c$ 时相当不同。在围压超高情况下,包裹体再平衡中形态和结构的变化示于图8A~K(笔者注:见 Sterner 等(1989b)原著,本文引用了其图8中F、K两张显微照片,并示于图3a、b)。这些流体包裹体最直接、最显著的共同特征是存在一个围绕中心包裹体的卫星包裹体“晕圈”。尽管没有二维度的显微照片,围绕中心包裹体的许多小卫星包裹体是呈三维度分布的。这种结构与前述的“热破裂串”形成明显的对照。“热破裂串”是由许多小包裹体沿裂隙呈二维度面形分布的。它们或者是母包裹体在内压超高条件下部分热破裂形成的,或者是样品于再平衡之前就存在的结构。必需提醒的是,卫星包裹体

这种结构是在 $p_i < p_c$ 的条件下形成的。图3a是来自样品R8,在700℃、400 MPa条件下,经过七天再平衡的显微照片(引自 Sterner 等(1989b)原著图8中F)。在这些样品中,母包裹体被三维分布的小次生包裹体所包围。大多数母包裹体的壁上具有众多的不含次生包裹体的微裂隙,它们经常是从母包裹体的中心放射出来的。有些样品中见到了崩塌结构,如图3b。这些包裹体呈三维度分布,而不是沿着显而易见的裂隙面分布这个事实是至关重要的。笔者确信,这种结构能够区分在 $p_i < p_c$ 条件下再平衡形成的“卫星包裹体”和在 $p_i > p_c$ 条件下沿母包裹体部分热破裂的裂隙形成的次生包裹体。次生包裹体这个词在标准的意义上讲,它们是在裂隙面拟合作用下形成的。

另外,对一些样品的检查,提供了一些额外的观察结果。Sterner 等(1989b)原著图9中A~H是样品R9,在800℃、135 MPa条件下于再平衡之前(Sterner 等(1989b)原著图9A、C、E、G)和在700℃、400 MPa条件下经过两天再平衡之后(Sterner 等(1989b)原著图9中B、D、F、H)每一对样品的显微照片(笔者注:本文引用了其中的一对,即 Sterner 等(1989b)原著图9中C、D两张显微照片,并示于图3c、d)。从图3c和d立刻可以发现,含包裹体串的石英的总体积大于母包裹体原来的体积。母包裹体的形状迅速发生了变化,具有不规则的外形。

就大厂矿床锡石中黑色包裹体而言,其形状和结构与上述 $p_i > p_c$ 的实验结果十分相似,具体如下:

(1) 在众多的黑色包裹体中,虽然有各种不同形状,但总体上看它们的轮廓是规则的,没有出现如图3a、b那种支离破碎的现象。尤其是未见到如图3b那样的崩塌结构;

(2) 尽管有些小黑色包裹体有聚中分布的特征,但它们都呈二维度的面形分布,与“爆炸串”完全不同;

(3) 在大厂矿床的黑色包裹体中,从未见到“卫星包裹体”结构(见图3),从未见到母包裹体被三维度分布的次生小包裹体包围的情况。

总之,笔者认为,大厂锡石中的黑色包裹体在形态或体积上没有多大的变化。如图2d所示,该包裹体如果发生了显著的变形,其中模糊可见的气泡是无法保存下来的。正如 Roedder(1984)指出的“黑色包裹体在内压超高条件下破裂,则包裹体内液体会很快流失。但是,这种破裂不是以爆炸方式,而是通

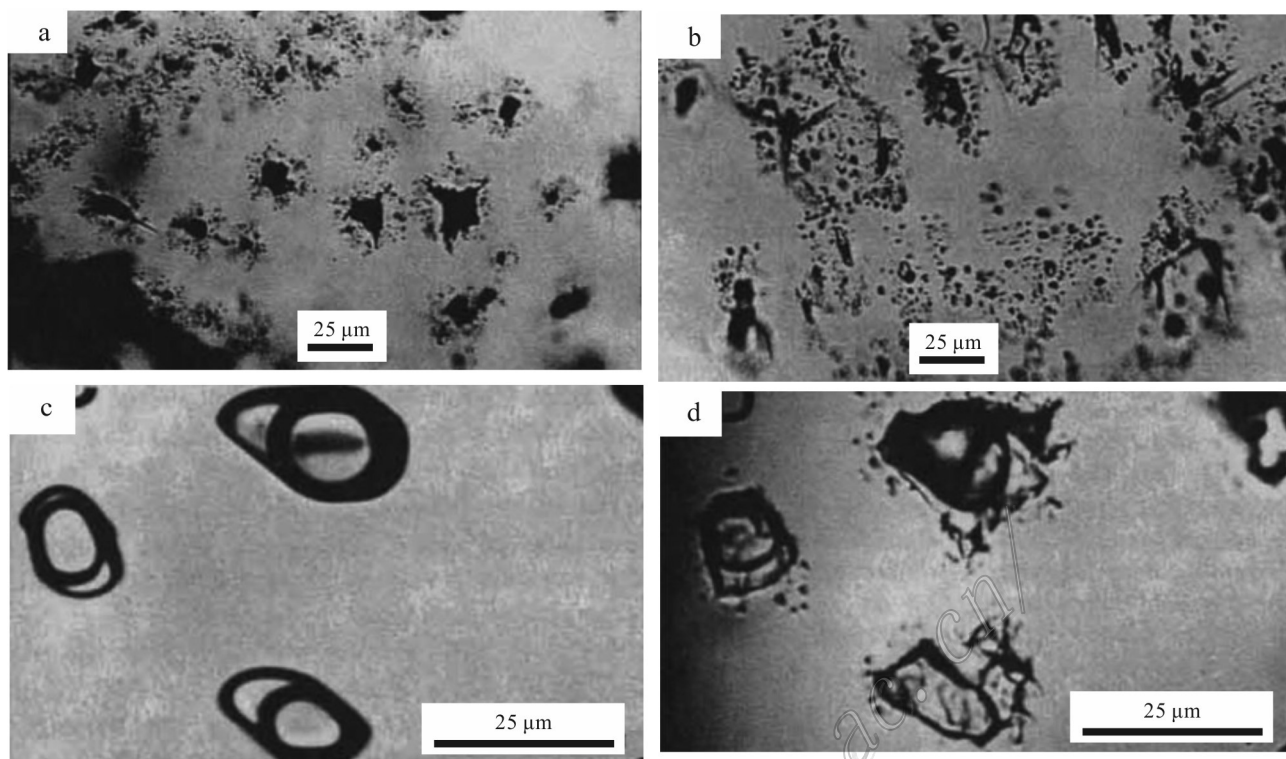


图3 $p_i < p_c$ 条件下流体包裹体再平衡试验研究有关照片(据 Sterner et al., 1989b)

a. 在 700℃, 于 $p_i < p_c$ 的条件下, 样品 R8 中流体包裹体, 在 7 天、400 MPa 再平衡的结果; 这些流体包裹体最直接、最显著的共同特征是存在一个围绕中心包裹体的卫星包裹体“晕圈”; b. 在 700℃, 于 $p_i < p_c$ 的条件下, 样品 R6 中流体包裹体, 在 7 天、400 MPa 再平衡的结果, 其中每个包裹体都见到了崩塌结构; c. 在 800℃, 135 MPa, 于 $p_i < p_c$ 条件下, R9 号样品中圈闭的纯水原生包裹体于再平衡之前的照片; d. 在 700℃、400 MPa 条件、经过 2 天后, c 中显示的每一个包裹体于再平衡之后的照片, 其放大倍数是相同的。在每一种情况下, 再平衡后的原始母包裹体被小的次生包裹体串所包围

Fig. 3 Photomicrographs of fluid inclusions in samples re-equilibrated under the $p_i < p_c$ conditions (after Sterner et al., 1989b)

a. Photomicrographs of inclusions from sample R8 re-equilibrated at 700℃ for 7 days at 400 MPa, The most obvious characteristic common to almost all of these inclusions is the presence of a “halo” of “satellite inclusions” surrounding a central inclusion; b. Photomicrographs of inclusions from sample R6 re-equilibrated at 700℃ for 7 days at 400 MPa exhibiting the collapse of each parent inclusion. Scale bar in each picture is 25 μm; c, d. Photomicrographs of fluid inclusions in sample R9 before and after re-equilibration at 700℃ and 400 MPa for 2 days: c- Photomicrographs of original, pure H₂O fluid inclusions trapped at 800℃ and 135 MPa; d- Photomicrographs of the same inclusions shown in c after re-equilibration.

Each photomicrograph of a given pair has been produced at the same magnification. In each case, after re-equilibration the original parent inclusion is surrounded by a cluster of small secondary inclusions

过细小的, 随后就看不出来的受热破裂使流体包裹体变成中空, 并成为了黑色”。由此也可以推断, 包裹体在内压超高条件下破裂时, 其体积基本上保持不变。

3 容矿围岩中的牙形石特征与古地温研究

长坡-铜坑矿床层状主矿体形成之后, 曾遭受到构造-岩浆热事件的影响。已有研究表明, 当容矿围

岩及主矿体被加热到 350℃ 以上时, 锡石中原生流体包裹体内部的极限压力将达到内压超高的条件, 引起包裹体破裂, 形成黑色包裹体(Liu, 1989)。但在真实的地质过程中, 长坡-铜坑矿床及容矿围岩是否曾被加热到 350℃ 以上, 是我们进行古地温研究之根本目的。为此, 笔者系统研究了长坡-铜坑矿床上泥盆统容矿围岩中牙形石, 并利用牙形石色温指数(CAI)进行了古地温研究。研究样品取自长坡-铜坑矿床开采区域内 405 m 水平中段 21 号穿脉、22 号穿脉、455 m 水平中段 17 号穿脉及 505 m 水平中段南端

各采集样品28件、9件、14件、14件。因篇幅所限,采样剖面图及鉴定结果均保存于中国地质科学院地质研究所,此处不再赘述。

3.1. 古地温研究方法——牙形石色温指数(CAI)与表面残余结构

牙形石作为具有多种颜色的海相微体化石,不仅可做为地层划分对比的标准,而且是重要的地温标志,在区域变质、接触变质和热液蚀变研究中发挥作用。牙形石色温指数(CAI)作为地层学和古地温等研究中一种快速简易方法,已被广泛用于确定有机成熟度、地热史、区域地热异常、隐藏侵入岩体等研究(Jiang et al., 1986; Nowlan et al., 1987)。但是,前人(Regiebian et al., 1987; Harris et al., 1990)已经注意到一块岩石样品中甚至一个牙形石个体不同部位,其CAI数值可能发生变化。笔者发现,大厂长坡-铜坑矿床含矿地层的牙形石色温指数(CAI)数值变化也较多。比如,牙形石板片状个体、部位和幼年个体的CAI数值比其他标本或部位明显高1~3(图4中6、7、14、15、17,图5中10、11);而一些明显粗大个体的CAI数值较普通标本低1~2(图4中1、9、13)。重要的是,一块样品内所有标本的表面残余结构特征相似,证明这些牙形石体表遭受了相同程度的热液腐蚀(图5中2、3、4、5、8、9)。一块样品内的标本和同一个体的不同部位多种颜色共存,取决于这些标本具有不同的内部结构和抗腐蚀能力。很难想象一块岩石中的牙形石或同一标本的不同部位会遭受了不同热力条件。

研究表明,牙形石表面腐蚀与内部高温分解密切相关。牙形石内部有机物质的高温分解过程包括4个期间,即含固定碳的有机物质分解(CAI 2~4),有机物氧化和氧化物挥发(CAI 4.5~5.5),固定碳消失(CAI 6~6.5)及结晶物质释放(>CAI 7)。牙形石表面残余结构特征可分为5种类型,分别代表热液蚀变的5个阶段。

光滑表面(<CAI 4, <300℃):含固定碳的有机物质分解发生在牙形石体内,体表保持光滑和透明。

疹状表面(CAI 4.5~5.5, 300~380℃;图5中1~3):氧化物在挥发之前聚集,造成牙形石表层的局部凸起。针状突起在牙形石体表呈稀疏或密集分布,甚至彼此相联。随着氧化物挥发,这些疹状突起破裂,并且一些牙形石表层碎片脱落。疹状突起和表层碎片脱落往往发生在牙形石整体的边缘,及隆脊、瘤凸和锯齿的基部。这些部位较其他地方内部结构

相对脆弱,在此阶段后期遭受腐蚀更强烈。牙形石内部结构为很多生长薄层围绕核心呈套锥状增生,生长薄层间夹有机薄层。生长薄层在一些快速生长部位变厚,以形成牙形石形态和装饰(隆脊、瘤凸、锯齿)。牙形石边缘和装饰基部的生长薄层很薄,容易被氧化物挥发胀破。随后,这些裂线或裂点为热液蚀变作用提供了很好场所。

坑凹和裂口状表面(CAI 6, 360~550℃;图5中4~6):氧化物挥发打破了牙形石表面薄层的完整,及热液蚀变加速毁坏表面,毁坏表面又提供了固定碳流失的通道。因此,在牙形石隆脊、瘤凸和锯齿的基部出现一些点状坑凹、孔洞和裂口。牙形石表面薄层脱落的层数可以从这些标本构造基部的阶梯状残留边缘计算得到。在此阶段表面薄层至少会脱落2~5层。

裂线和裂口状表面(CAI 6.5, 440~610℃;图5中7~9):随着固定碳持续流失,牙形石表面进一步遭受腐蚀,导致裂线和裂口出现并发展。蜂巢状构造出现在牙形石标本边缘。在此阶段表面薄层至少会脱落6~8层。

蜂巢和阶梯状表面(CAI 7, 490~720℃;图5中10~12):随着温度升高,牙形石标本内结晶水分开始释出,而固定碳已基本枯竭。牙形石表面的裂口和孔洞变得又深又宽;蜂巢状构造像喀斯特地貌覆盖标本体表;至少在隆脊基部可以发现8~10层的阶梯状残留边缘。一般牙形石齿台相对平坦,可能说明它们的体表薄层易于脱落。

总之,牙形石表面残余结构构造的发展与牙形石颜色变化同步发生。但是,目前研究者主要依据颜色变化,确定一块岩石的牙形石色温指数(CAI)数值。本工作区内,每类表面残余结构与对应的色温指数(CAI)吻合;而且样品间具有相同CAI数值的表面残余结构可以相互对比。因此,笔者认为将牙形石颜色变化与表面残余结构特征结合,确定色温指数(CAI),实为简易而有效的方法。

3.2 牙形石色温指数(CAI)与古地温研究结果

代表性样品牙形石的色温指数(CAI)及表面残余结构的鉴定结果如图4、5及其说明。现综述如下:

(1) 92#矿体底板围岩罗富组(D₂lf)钙质泥岩夹泥灰岩中牙形石的CAI为5(455 m水平中段17号穿脉2号样,简称455-17-2,下同),是研究区中CAI最低者,其受热温度约300℃。

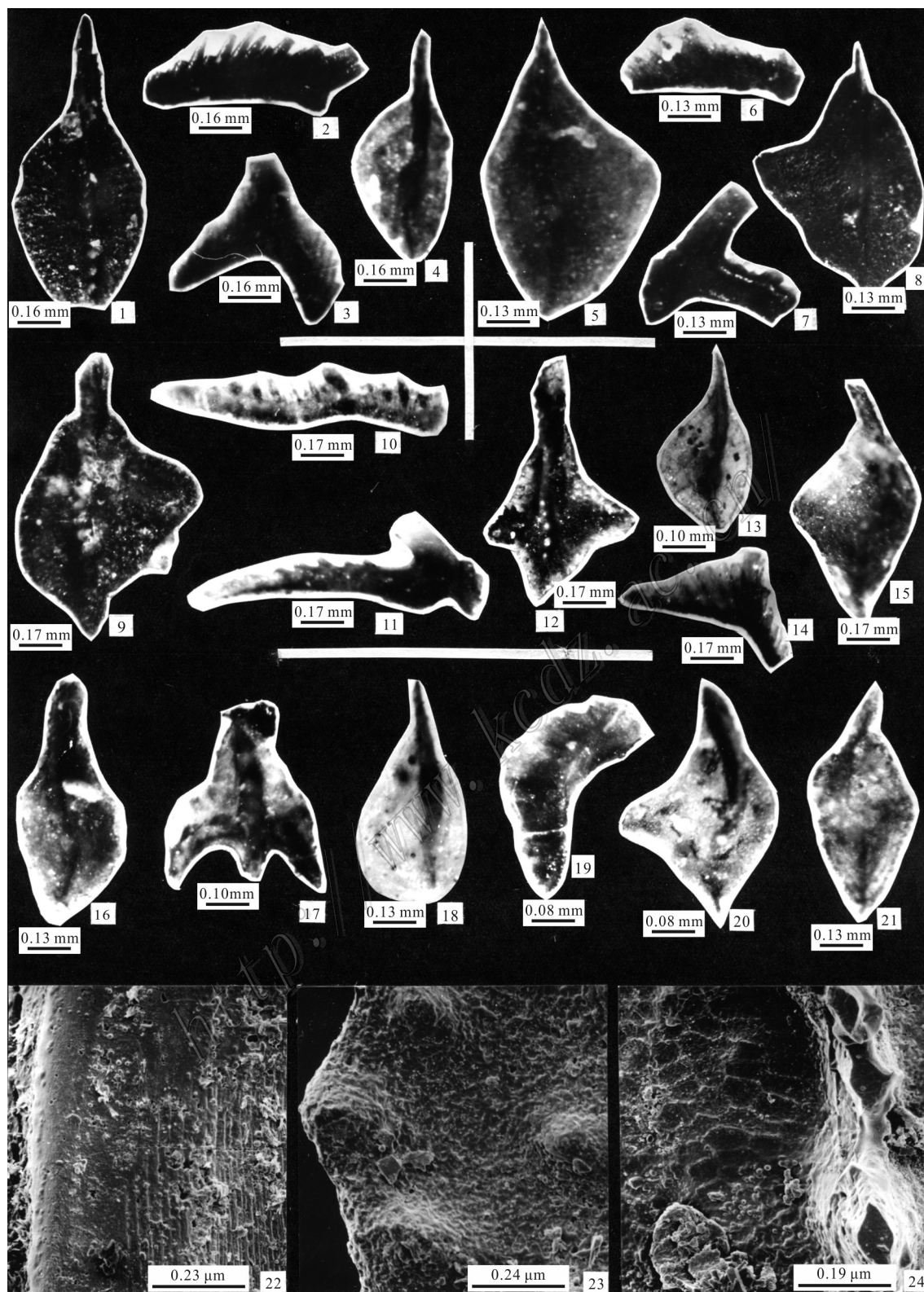


图4 牙形石CAI指数照片

1~4, 22~24: CAI为5

- 1, 22, 23. 镰钩中列牙形石 *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg and Ziegler, 1989; 1. 口视; 22, 23. 前齿片和齿台边缘的局部放大; 样品层位: 455-17s-2;
2. 侧视, 奥扎克牙形石未定种 *Ozakodina* sp., 样品层位: 455-17s-8; 3. 侧视, 对称锯牙形石未定种 *Synprionidina* sp., 样品层位: 455-17s-8;

- 4, 24. 哈斯掌鳞牙形石 *Palmatolepishassi* Muller and Muller, 1957; 4. 口视; 24. 齿台近隆脊的局部放大; 样品层位: 455-17s-2
5~8: CAI 为 5.5
5. 哈斯掌鳞牙形石 *Palmatolepishassi* Muller and Muller, 1957, 口视; 样品层位: 405-21-1; 6. 奥扎克牙形石未定种 *Ozakodina* sp., 侧视; 样品层位: 405-21-1; 7. 锄牙形石未定种 *Ligonodina* sp., 侧视; 样品层位: 405-21-1; 8. 原沟掌鳞牙形石 *Palmatolepisproversa* Ziegler, 1958, 口视; 样品层位: 405-21-1
9~11: CAI 为 6
9. 原沟掌鳞牙形石 *Palmatolepisproversa* Ziegler, 1958, 口视; 样品层位: 405-21-5; 10. 小欣德牙形石未定种 *Hindeodellasp.*, 侧视; 样品层位: 405-21-5; 11. 锄牙形石未定种 *Ligonodina* sp., 侧视; 样品层位: 405-21-5
12~15: CAI 为 6.5
12. 巨掌鳞牙形石 *Palmatolepisgigas* Miller et Youngquist, 1947, 口视; 样品层位: 505s-5; 13. 小掌鳞牙形石未定种 *Palmatodellasp.*, 口视; 样品层位: 505s-5; 14. 小欣德牙形石未定种 *Hindeodellasp.*, 侧视; 样品层位: 405-22-3215.; 15. 哈斯掌鳞牙形石 *Palmatolepishassi* Muller and Muller, 1957, 口视; 样品层位: 505s-5
16~21: CAI 为 7
16. 近直掌鳞牙形石 *Palmatolepissuberecta* Miller et Youngquist, 1947, 口视; 样品层位: 405-22-30; 17. 瘤饰锚牙形石 *Ancyrodellannodosa* Ulrich et Bassler, 1926, 口视; 样品层位: 405-22-30; 18. 掌鳞牙形石未定种 *Palmatodellasp.*, 口视; 样品层位: 405-22-33; 19. 小欣德牙形石未定种 *Hindeodella* sp., 侧视; 样品层位: 405-22-34; 20. 娇柔掌鳞牙形石扁平亚种 *Palmatolepisdelicatus platys* Ziegler et Sandberg, 1990, 口视, 幼年体; 样品层位: 405-22-34; 21. 三角形掌鳞牙形石 *Palmatolepistriangularis* Sannemann, 1945, 口视; 样品层位: 405-22-34

Fig.4 Conodont colour-variations by temperatures (CAI)

- 1~4, 22~24: CAI 5
- 1~3, 22, 23. *Mesotaxisfalidis ovalis* Sandberg and Ziegler, 1989; 1. oral view, the plate-type; 22, 23. partly enlarged the blade and the plate-edge; sample: level 455-17s-2; 2. lateral view, the blade-type, *Ozakodina* sp. sample: level 455-17s-8; 3. lateral view, the blade-type, *Synprionidina* sp., sample: level 455-17s-8; 4, 24. *Palmatolepis hassi* Muller and Muller, 1957; 4. oral view, the plate-type; 24. partly enlarged the carina by plate; sample: level 455-17s-2
5~8: CAI 5.5
5. *Palmatolepis hassi* Muller and Muller, 1957; oral view, the plate-type; sample: level 405-21-1; 6. *Ozakodina* sp.; lateral view, the blade-type; sample: level 405-21-1; 7. *Ligonodina* sp.; lateral view, the blade-type; sample: level 405-21-1; 8. *Palmatolepis proversa* Ziegler, 1958; oral view, the plate-type; sample: level 405-21-1;
9~11: CAI 6
9. *Palmatolepis proversa* Ziegler, 1958; oral view, the plate-type; sample: level 405-21-5; 10. *Hindeodella* sp.; lateral view, the blade-type; sample: level 405-21-5; 11. *Ligonodina* sp.; lateral view, the blade-type; sample: level 405-21-5
12~15: CAI 6.5
12. *Palmatolepis gigas* Miller et Youngquist, 1947; oral view, the plate-type; sample: level 505s-5; 13. *Palmatodella* sp.; oral view, the plate-type, sample: level 505s-5; 14. *Hindeodella* sp.; lateral view, the blade-type; sample: level 405-22-32; 15. *Palmatolepis hassi* Muller and Muller, 1957; oral view, the plate-type; sample: level 505s-5
16~21: CAI 7
16. *Palmatolepis suberecta* Miller et Youngquist, 1947; oral view, the plate-type, sample: level 405-22-30; 17. *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, 1926; oral view, the plate-type; sample: level 405-22-30; 18. *Palmatodella* sp.; oral view, the plate-type; sample: level 405-22-33; 19. *Hindeodella* sp.; lateral view, the blade-type; sample: level 405-22-34; 20. *Palmatolepis delicatus platys* Ziegler et Sandberg, 1990; a juvenile, oral view, sample: level 405-22-34; 21. *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1945; oral view, the plate-type, sample: level 405-22-34.

(2) 92#矿体: ①在92#矿体中心部位, 455-17-8号样CAI数值为5, 其受热温度约300℃; ②在92#矿体蚀变岩筒附近, 405-21-5号样CAI为6, 其受热温度为360~550℃; ③在远离92#矿体蚀变岩筒(约50 m)处, 405-21-1号样CAI为5.5, 其受热温度为300~380℃;

(3) 91#矿体底板围岩(D_3w^1), 505水平中段南端5号样CAI为6.5, 其受热温度为440~610℃;

(4) 91#号矿体: ①91#号矿体底部围岩(包括77#

矿体)405-22-30号样CAI为7, 其受热温度为490~720℃; ②在91#号矿体中心部位, 405-22-32号样CAI为6.5, 其受热温度为440~610℃; ③91#号矿体顶部围岩(包括75#矿体), 405-22-30号样CAI为7, 其受热温度为490~720℃。

上述可见, 研究区内容矿围岩及其中层状主矿体明显受到后期岩浆-热事件的影响, 普遍被加温到300~650℃区间内。从古地温的空间分布情况看, 92#矿体下伏围岩罗富组(D_2lf)及厚度最大的92#层

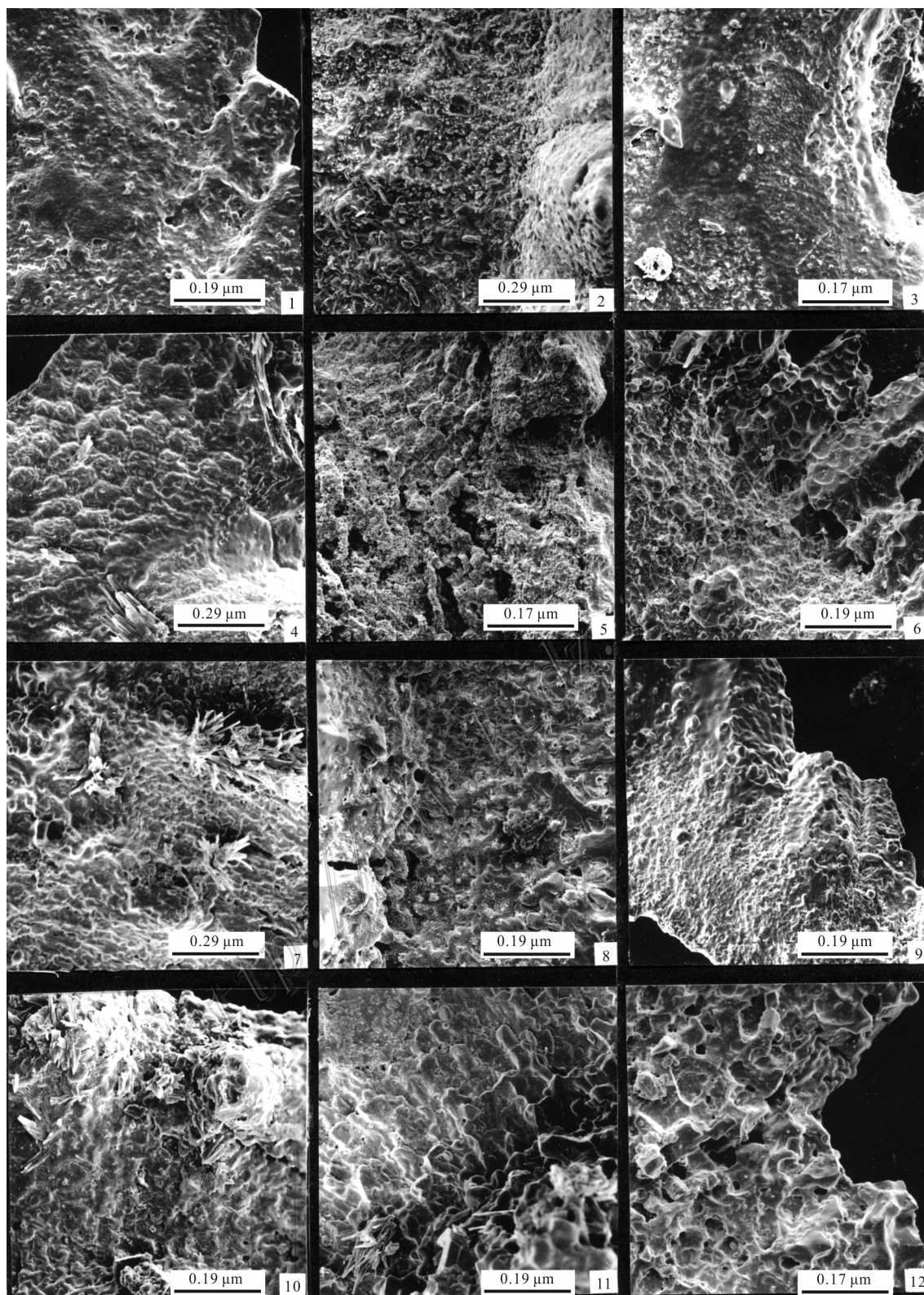


图5 牙形石表面腐蚀残余结构照片

1~3:疹状表面,CAI为5~5.5

1. 见图4-3的齿片局部放大,密集疹状构造出现在锯齿片的基部;2. 见图4-8的齿台局部放大,密集疹状构造出现在隆脊的基部;3. 见图4-6的齿片局部放大,密集疹状构造出现在锯齿片的基部

4~6:坑凹和裂口状表面,CAI为6

4.见图4-9的齿台局部放大,密集凹凸和裂隙出现在齿台前部边缘;5.见图4-10的齿片局部放大,密集坑凹和裂口出现在锯齿片的基部;

6.见图4-11的齿片局部放大,密集坑凹和裂口出现在锯齿片的基部;

7~9:裂线和裂口状表面,CAI为6.5

7.见图4-12的齿台局部放大,裂线和裂口密集,生长层遭破坏;8.见图4-15的齿台局部放大,裂线和裂口密集,生长层在隆脊基部破坏明显;

9.见图4-14的锯齿片局部放大,裂线和裂口密集,生长层在锯齿片破坏明显;

10~12:蜂巢和阶梯状表面,CAI为7

10.见图4-17的齿台前齿叶局部放大,坑凹蜂巢状密集,瘤遭破坏;11.见图4-20的齿台局部放大,隆脊基部生长层呈阶梯状剥蚀;

12.见图4-19的锯齿片局部放大,表面坑凹大而不规则,呈蜂巢状

Fig. 5 Remnent texture-structures on conodont surfaces(CAI)

1~3: Measles- pit surfaces, CAI 5~5.5

1. A part of enlarged blade of the Fig.4-3 and rash-like convexes densely occurring at the blade-base; 2. A part of enlarged platform of the Fig.4-8, and rash-like convexes densely occurring at the carina-base; 3. A part of enlarged blade of the Fig.4-6, and rash-like convexes densely occurring at the blade-base;

4~6: Pit-breach surfaces, CAI 6

4. A part of enlarged platform of the Fig.4-9; pits and breaches densely occurring at the plate-margin; 5. A part of enlarged blade of the Fig.4-10; pits and breaches densely occurring at the blade-base; 6. A part of enlarged blade of the Fig.4-11; pits and breaches densely occurring at the blade-base;

7~9: Crack-breach surfaces, CAI 6.5

7. A part of enlarged platform of the Fig.4-12; Cracks and breaches densely occurring, with grow-layers broken; 8. A part of enlarged platform of the Fig.4-15; Cracks and breaches densely occurring, with grow-layers at the carina-base broken clearly; 9. A part of enlarged blade of the Fig.4-14; Cracks and breaches densely occurring, with grow-layers broken clearly;

10~12: Honeycomb-steplike surfaces, CAI 7

10. A part of enlarged anter-leaf platform of the Fig.4-17; honeycomb-like holls densely occurring, with tumours broken clearly; 11. A part of enlarged platform of the Fig.4-20; grow-layers at the carina-base corroded in steplike structure form; 12. A part of enlarged blade of the Fig.4-19; larger and irregular holls on the surface presenting honeycomb-like structure

状主矿体中心部位受热温度最低,为300℃左右;但是在易于热液流体活动的通道附近,其古地温显著提高。比如,在92#矿体蚀变岩筒附近,其古地温高达360~550℃,而在远离该蚀变岩筒约50 m处,其古地温为300~380℃;再如,于不同岩层(包括矿层)的界面处,显然也是便于热液流体活动的通道,因此91#号矿体底部围岩(包括77#矿体),及其顶部围岩(包括75#矿体)受热温度均高达490~720℃。这里(即91#矿体所在层位 $D_3^2w^2$)可能是后期花岗岩体侵入热事件引起的温度压力顶峰的位置。

4 讨 论

4.1 在不同成矿地质环境下流通包裹体保存与改造的理论分析

刘建在研究大厂长坡-铜坑矿床流体包裹体时,曾设定了矿床形成的可能7种地质环境及相关流体包裹体形成的温度压力条件(Liu, 1989)。假定矿床形成之后,经受了各种不同的构造-热事件,则矿物中初始捕获的流体包裹体也将经历各种不同的温

度、压力条件的变化,并引起包裹体形状发生了改变。如果流体包裹体内部的极限压力(excessive pressure(overpressure),下称内压超高)大于围限压力,则包裹体破裂,流体逸出,形成黑色包裹体;反之,如围限压力高到足以突破包裹体内部的极限承压(subcessive pressure(underpressure),下称围压超高),则流体包裹体破裂,亦形成黑色包裹体。当然,上述情况同时考虑到包裹体母矿物的抗压强度。根据实际地质观察并结合大量实验研究结果(Bodnar et al., 1984a; 1984b; 1989; Sterner et al., 1989a; 1989b; Ernst, 1976; Fisher, 1976), Liu(1989)总结出理论上变化的具体情况(表1)。由于篇幅所限,在此只对表1中1和6两种矿床类型中流体包裹体因温度压力条件变化而变化的过程具体分析如下。

类型1:流体包裹体在50℃和10 MPa条件下被捕获

这个假设条件代表了矿床是在水深1000 m的海底热卤水环境下沉积形成的。图6中A点是它们所处位置。随后,因埋藏作用温度升高,如果流体包裹体的体积保持不变,包裹体所处位置沿着它们等

体积路径从A移动到A'(图6),则包裹体内部条件仍保持不变。然而,围岩所处的条件则发生了变化,在图6中其位置将沿着静地压-地热温度线由A移到A''(图6)。这样,随着埋藏作用的进行,包裹体内部压力将超越围限压力。当温度达到350℃时,如果在埋藏过程中,包裹体的体积没有发生变化,其内压将达到585 MPa,而包裹体所遭受到的围限压力只有245 MPa(图6)。因此,包裹体内压超过围压达340 MPa。如果矿床埋深达到6 km,同时又有火成岩体侵入其围岩中,则围岩将在保持150 MPa压力不变的位置处被加热,于是整个体系所处条件发生了变化,将从I点移动到I'点(图6)。当温度达到350℃时,包裹体内部的极限压力高于围限压力值达到435 MPa,如图6中A'点与I'点之间的压力差。

类型6:流体包裹体在350℃和100 MPa条件下被捕获

这类流体包裹体的形成条件代表的可能是与花岗岩侵入作用有关的深部热液事件和成矿地质环境。在这种情况下,成矿作用和流体包裹体形成后,围岩将缓慢的变冷并被抬升。图7表示的是这种流

体包裹体及其围岩在冷却过程中,温度、压力变化的路径。流体包裹体的内部压力将沿着等体积线很快地从G向G₁移动,然而,围岩的围限压力将沿着预测的倾斜曲线比较缓慢地从G向G'移动。当温度降到270℃时,包裹体内部的及外部围岩的压力条件将分别到达G₁点和G'点。此时,围限压力和内部压力之差将接近最大值,大约为90 MPa。随着继续冷却,流体包裹体的温度压力条件将沿着气-液比值曲线从G₁到G₀,而围岩的温度压力条件将从G'移到G'',而后再沿着静地压-地热温度线从G''移到G₀(图7)。根据表1中假设的成矿环境及上面所讨论的相应的实验研究结果,可以得出如下的几点认识。

首先,如表1中流体包裹体被捕获的条件1~4所示,锡石中的流体包裹体是在海底沉积-成岩环境,在低温条件下被捕获的。而后在埋深过程中,因地热梯度作用被加热,当流体包裹体受热到350℃时,其内压远大于围压,内部极限高压变化于120~340 MPa(表1中1~4的情况)。进一步,如果在大约6 km深处,容矿围岩被大岩体侵入,并被加热到350℃,包裹体内部极限压力会更高,将变化于145~435 MPa。

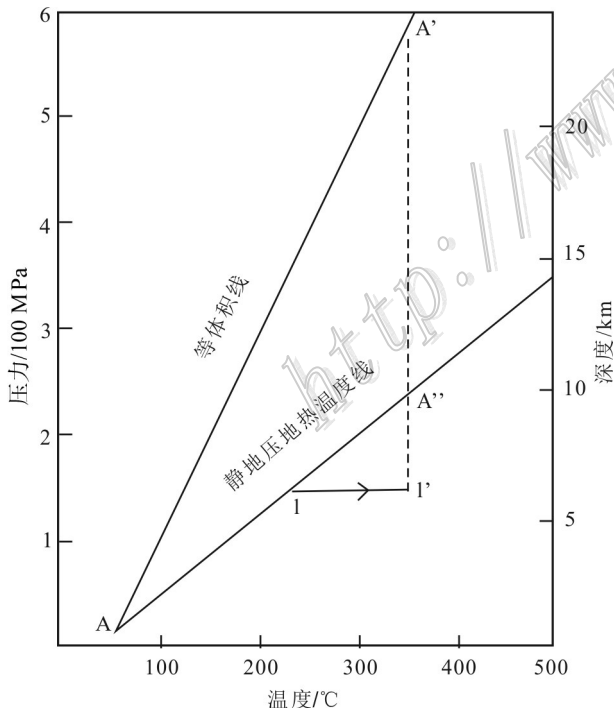


图6 在50℃和10 MPa压力下圈闭的流体包裹体在其后深埋、升温时理论上的演化路径

Fig.6 Hypothetical fluid inclusion path for conditions of being trapped at 50°C and 10 MPa

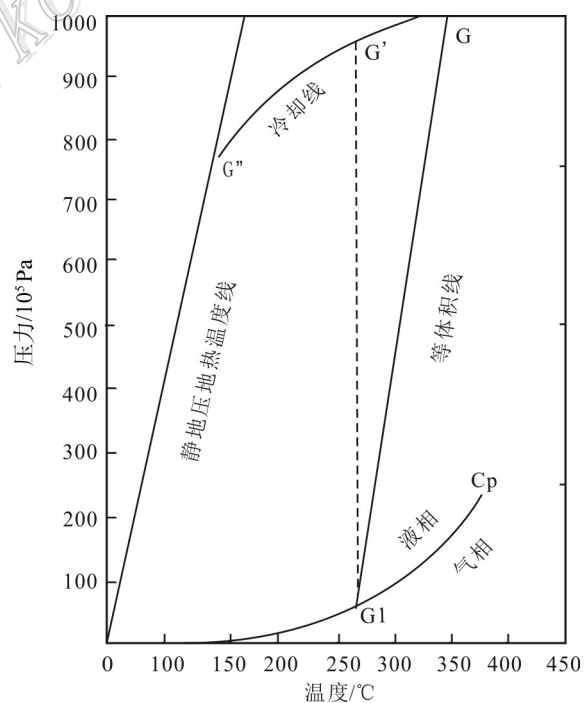


图7 在350℃和100 MPa压力下圈闭的流体包裹体而后再随着变冷、抬升时理论上的演化路径

Fig.7 Hypothetical fluid inclusion path for conditions of being trapped at 350°C and 100 MPa

表 1 不同成矿环境下圈闭的流体包裹体在随后埋藏-热事件影响下的变化情况总结

Table 1 Summary of theoretical considerations for fluid inclusions formed under different trapping conditions

流体包裹体被捕获条件	可能的成矿环境	压力差类型	压力差(埋藏—岩体 侵入作用)/ MPa	流体包裹体变形的可能情况
1. 50℃、10 MPa	海底热液喷流同生沉积	内压超高(Overpressure)	340~435	变形、破裂
2. 100℃、20 MPa	次海底热液沉积	内压超高(Overpressure)	270~350	变形、破裂
3. 150℃、30 MPa	早期成岩阶段	内压超高(Overpressure)	205~250	膨胀—渗漏—热爆裂
4. 200℃、40 MPa	晚期成岩阶段	内压超高(Overpressure)	120~145	膨胀—渗漏—热爆裂
5. 300℃、20 MPa	VMS 型海底黑烟卤	围压超高(Underpressure)	200	大的流体包裹体可能变形,小的则不变
6. 350℃、100 MPa	较深部的晚期热流体	围压超高(Underpressure)	90	未有显著的变形
7. 300℃、50 MPa	较浅部的晚期热流体	围压超高(Underpressure)	45	未有显著的变形

在内压如此高的条件下,锡石中的流体包裹体将不可避免地遭受到体积变化,或包裹体中的物质(流体、气体等)将全部流失。当然,具体情况取决于流体包裹体的 p - t - V - X (即压力、温度、体积、气相分数)的参数及流体包裹体的大小、形状和其在母矿物中的位置(Bodnar et al., 1984a; 1984b; 1989; Sterner et al., 1989a; 1989b)。

其次,流体包裹体是在相对高温(300℃)和低压(20 MPa)情况下被捕获的,如表 1 中 5 所示的海底火山喷流系统环境。紧接着由于海水的混入,则这类包裹体将经历快速冷却过程。而后,由于热液沉积物的堆积及埋藏作用,使这些流体包裹体再被加热到其初始圈闭温度时,其围限压力将达到 200 MPa,远大于包裹体内部的压力。根据 Sterner 等(1989a)的研究结果,石英中大于 10 μm 的流体包裹体能够承受得住 200 MPa 的超高围压,而较小的流体包裹体能够承受更大的超高围压。与石英相比,尽管锡石是个易变形的矿物(因为其有完好的 100 解理),但其中小于 10 μm 的流体包裹体可能也会承受 200 MPa 的超高围压,保持不变形。然而,大的流体包裹体可能被压扁、破裂、内爆等。

第三,可能是在深部与岩浆侵入活动有关形成的流体包裹体(如表 1 中 6、7 的情况),它们不曾经历过深部埋藏作用。这类包裹体势必处于围压偏低的条件下,因此其内压与围限压力间的压力差不会超过它们圈闭时的压力。在大厂矿区根据泥盆系上覆沉积柱的再建造,这类包裹体形成时最大内部压力不会超过 200 MPa。因此,差异压力一定小于 200 MPa 或可能更小,如图 7 所示。在这种情况下,对于在较深部和较浅部的热液成矿环境而言,其最大的超高围压分别为 90 MPa 和 45 MPa。在如此低的围压超高条件下,锡石中的流体包裹体不会发生任何

显著的变形。上述可见,唯一可以期待的是,那些在后期岩浆-热事件环境下,在温度压力条件处于顶峰位置时形成的流体包裹体,而且随后它们并未遭到埋藏作用,故在圈闭后的历史过程中,其体积和包裹体中的物质均未发生变化。因此,只有这些流体包裹体才能给出有效的显微温度资料。但是,在后期热事件之前,即在温度压力条件处于顶峰位置的前期,在海底或略低于海底,以及成岩阶段形成的所有流体包裹体,在埋藏或岩浆侵入作用下,不要指望它们不会发生变形或者包裹体内部物质不发生改变。因此,这类包裹体不可能给出它们原始圈闭时温度条件的资料。

4.2 大厂矿床锡石中两类包裹体的成因

首先,判断黑色包裹体的成因无外从 2 个方面考虑,一个是它们是在什么差异压力(即 $p_i > p_c$ 或 $p_i < p_c$)条件下形成的;另一个是它们是在什么成矿地质环境下形成的。正如 Sterner 等(1989b)所指出的,在 $p_i > p_c$ 或 $p_i < p_c$ 不同的条件下,包裹体再平衡后的形态和结构大不相同。简言之,前者与母包裹体的形态和结构相比变化不大;后者则形成以“卫星包裹体”为代表的一种十分特征的结构(见图 3)。尤其是,围绕中心包裹体的许多次生小卫星包裹体是呈三维度分布的。这些差别是判断黑色包裹体是在内压超高条件下或是在围压超高条件下形成的有效标志。

如上所述,大厂锡石中黑色包裹体的形状及结构与在内压超高条件下形成的黑色包裹体之形态和结构非常相似。因此,大厂锡石中黑色包裹体可能正是通过包裹体内压超高自然演变形成的。这种内压超高是由早期形成的流体包裹体被深埋和超高温加热自然产生的。深埋和超高温加热使得这些包裹体所处的温度压力条件超过了它们最初形成的条件

(如表1中条件1~4的情况)。在人工合成包裹体的实验中(Sterner et al., 1989b),类似于在围压超高条件下形成的“卫星包裹体”那种结构,在大厂锡石中没有见到。这意味着,大厂锡石中这组黑色包裹体最初是在低温条件下形成的,而后遭到了高温加热。当然,只从流体包裹体研究这个角度上考虑,我们尚无证据能够确定黑色包裹体最初形成的条件。

然而,那组气-液两相流体包裹体没有经历过如同引发黑色包裹体形成的那种圈闭后的历史。也就是说,这组流体包裹体没有遭受过产生显著的内部超压或围压超高的受热状况(如表1中条件6、条件7的情况)。因此,这组流体包裹体不可能是在浅成环境下形成的,而后又经历深埋作用;也不可能是在低温条件下形成的,而后又受到了火成侵入岩的加热作用。这些认识与前人的研究结果是一致的,即锡石中这组流体包裹体的均一温度变化于240~540℃,并且含有液相CO₂的流体包裹体普遍存在(李荫清等,1988;陈毓川等,1993)。这表明,这类流体包裹体只能是在深处形成的,其围限压力超过120 MPa(Bodnar et al., 1984a; 1984b;)。

4.3 大厂锡矿锡石中黑色包裹体的指示意义

实验研究以及对大厂锡矿流体包裹体的观察与理论上的分析相结合,可以得出一个基本的结论,即不能用锡石中气-液两相流体包裹体的存在,去诠释全部可能的成矿地质过程。如表1中条件1~4的成矿地质环境所示,由海底热液喷流作用导致的热液沉积和早期成岩形成的层状和脉状矿体中的流体包裹体是在浅成环境下形成的。随后,它们被埋深及高温加热,其原始形状、体积及包裹体中的物质不可能保持不变,这是在预料之中的。随着围岩温度的升高,受内压超高的作用,这些包裹体可能遭到不同程度的变形或破裂。大厂矿床锡石中黑色包裹体的发现,对前述的变形作用确实发生过是一种合理的证据。黑色包裹体这个事实与层状矿体是早期同生的认识是一致的(韩发等,1997;涂光炽,1998)。

据本文研究结果,这点是十分清楚的,即位于锡石增生环带中或沿显微裂隙中分布的流体包裹体一定比黑色包裹体形成的晚。当含锡石的地层被深埋在上覆年轻地层之下,同时又被燕山期花岗岩侵入时,这组流体包裹体可能正是在此温度压力条件处于顶峰期间的前后形成的。大厂锡石中这组流体包裹体曾被前人详细研究过(李荫清等,1988;陈毓川等,1993),然而,现有文献资料中从未报道过有关黑

色包裹体的研究成果。因此就不难理解,为什么前人认为大厂锡矿所有4种矿化类型都是在深部从高温热液流体中形成的。笔者认同他们的包裹体测温资料,而且也没有必要再测定。但是,笔者的研究表明,对于所有不同产状的锡石,他们的结论是值得商榷的。事实上,在大厂4种矿化类型的锡石中,黑色包裹体是普遍存在的,这就证明了大量锡石在温度压力条件处于顶峰期之前就已经形成了。遗憾的是,在关于大厂矿床流体包裹体的研究中,迄今为止,锡石中普遍存在的黑色包裹体仍然是被忽略的。尽管从黑色包裹体那里不能获得诸如显微温度的资料,事实上,黑色包裹体本身为在温度压力处于峰值条件之前,早就有锡石形成提供了新的有重要意义的指示。

总之,对于遭受到复杂变形、变质作用的矿床,黑色包裹体或在Sterner等(1989a)及本文中描述的那些包裹体结构的存在,为准确理解与矿化作用有关的地质过程非常重要,而不是把通常观察到和报道的气相+液相的流体包裹体作为认识成矿地质作用的重要根据。

4.4 燕山期花岗岩与早、晚两期矿化事件的关系

根据牙形石色温指数(CAI)及表面残余结构限定的容矿围岩古地温,变化于300~650℃,与李荫清等(1988)对长坡-铜坑矿床锡石-石英-硫化物成矿阶段的流体包裹体测温结果(240~540℃)相吻合,证明该矿床容矿围岩受热事件和晚期矿化事件,就热源而言是同源的。纵观研究区的地质发展史,矿体下伏大规模活动的燕山期花岗岩应该是这种热源的提供者。显然,容矿围岩中的层状主矿体正是受到了这期岩浆-热事件的影响,使该矿体锡石中原生流体包裹体在内压超高条件下破裂,变成了黑色包裹体。当然,这些锡石中也有保存完好的流体包裹体,但是它们总是沿着锡石的显微裂隙或增生环带分布,即它们的形成与这期岩浆-热事件有关,是后生的。正因如此,这些流体包裹体形成之后,没有再受到晚期构造热事件的影响,得以完好保存。

上述研究表明,无论是用流体包裹体获得显微温度的资料(李荫清等,1988;陈毓川等,1993)以及Rb-Sr法同位素定年资料,还是用石英及所谓“透长石”Ar⁴⁰/Ar³⁹法获得的定年方面的资料(王登红等,2004;蔡明海等,2005;李华芹等,2008),都只能提供本区与燕山期花岗岩侵入热事件有关的地质-地球化学信息,其中包括所谓“透长石”同位素体系重

置作用,而对于早期形成的层状主矿体没有任何指示意义。

5 结 论

(1) 大厂长坡-铜坑矿床锡石中存在2类包裹体,即黑色包裹体和流体包裹体。根据黑色包裹体的形态特征,表明它们是在原生流体包裹体内压超高(overpressure)条件下形成的。因此,大厂锡石中黑色包裹体的存在,证明其矿化作用至少有早、晚2期。

(2) 牙形石色温指数(CAI)方法首次应用于金属矿床的成因研究。结果证明,牙形石色温指数(CAI)与表面残余结构特征相结合,是确定古地温的好方法,也为本区容矿围岩古地温研究提供了可靠的基础。

(3) 各种不同成矿地质环境下流体包裹体保存与改造的理论分析与本区容矿围岩古地温资料(300~650℃)相结合,表明了具有黑色包裹体的成矿事件是在低温、低压(即海底热液喷流系统)地质环境下形成的。黑色包裹体是其原生流体包裹体受后期岩浆-热事件的影响,在内压超高条件下形成的。反之,具有气-液两相流体包裹体的成矿事件是在相对高温、高压的地质环境下形成的。而后,它们未曾遭受过产生显著的内压超高或围压超高的受热状况,故这种流体包裹体得以完好保存。容矿围岩古地温资料(300~650℃)与锡石中流体包裹体显微温资料(240~540℃)的一致性,证明该矿床容矿围岩受热(黑色包裹体形成)事件和晚期矿化事件,就热源而言是同源的,即燕山期花岗岩。

(4) 本文黑色包裹体及牙形石古地温研究结果表明,这项作为探讨矿床形成-发展-演化的历史开拓了新思路;也为科学、准确地研究矿床成因提供了新方法。

致 谢 作者首先感谢美国地质调查所 Reynolds 博士。他作为 Hutchinson 特别聘请的流体包裹体专家,不仅指导了刘建的研究工作,而且花费了大量时间认真观察了所有测温薄片,一起发现了大厂锡矿锡石中普遍存在的“黑色”包裹体。Reynolds 博士根据其丰富的包裹体研究经验和对黑色包裹体的形态特征研究,提出黑色包裹体是原生包裹体内流体膨胀,内压增大到极限强度使包裹体破裂而形成

的论断,为笔者深入研究奠定了重要基础。另外,翟裕生院士在百忙中精心审阅了全文,并提出了宝贵的建议;侯增谦院士花费了大量时间,直接执笔帮助修改了本文,在此一并表示衷心感谢。

References

- Bodnar R J and Bethke P M. 1984a. Systematics of stretching of fluid inclusions 1: Fluorite and sphalerite at 1 at 1 atmosphere confining pressure[J]. *Econ. Geol.*, 79: 141-161.
- Bodnar R J, Reynolds T J. and Kuehn C A. 1984b. Fluid-inclusion systematic in epithermal systems[A]. In: Berger B R and Bethke P M, eds. *Geology and geochemistry of epithermal systems*[C]. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, 2: 73-97.
- Bodnar R J, Binns P R and Hall D L. 1989. Synthetic fluid inclusions-VI, Quantitative evaluation of the decrepitation behavior of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(2): 229-242.
- Cai M H, Liang T and Wu D C. 2005. Geological characteristics and ore-forming time of the Kangma deposit in the Dachang tin-polymetallic ore field, Guangxi[J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(2): 262-268(in Chinese with English abstract).
- Chen Y C, Huang M Z, Xu J, Hu Y Z, Tang S H, Li Y Q and Meng L K. 1993. Geological and metallogenic features and model of the Dachang cassiterite-sulphide polymetallic ore belt, Guangxi, China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 361p(in Chinese).
- Ernst W G. 1976. Petrologic phase equilibria[M]. W.H. Freeman, and Company San Francisco., 251 p.
- Fisher J A. 1976. The volumetric properties of H₂O-agraphical portrayal[J]. *U.S. Geol. Survey J. Res.*, 4: 189-193.
- Geological Survey Department, Bureau of Mining Affairs of Dachang, Guangxi, China Nonferrous Industry Corporation. 1985. Summary report in 1985 annual period works on Dachang Changpoe-Tonkeng deposit[R](in Chinese).
- Gratier J P and Jenatton L. 1984. Deformation by solution-deposition, and reequilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress[J]. *Journal of Structural Geology*, 6: 189-200.
- Gregory A R and Backus M M. 1980. Geopressured formation parameters, geothermal well, Brazoria County, Texas[A]. In: Dorfman M H and Fisher W Z L I, eds. *Proceedings 4th U.S. Gulf Coast Geopressure-Geothermal Energy Conference*[C]. 235-311.
- Han F, Zhao R S, Shen J Z, Hutchinson R W, Jiang S Y and Chen H D. 1997. *Geology and origin of ores in the Dachang tin-polymetallic ore field*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 213p(in Chinese).
- Harris A G, Rexroad C B, Lierman R T and Askin R A. 1990. Evolution of a CAI anomaly, Putnam County, Central Indiana, U.S.A.:

- Possibility of a Mississippian-valley hydrothermal system[J]. Courier Forschungsinstitut Senckenburg, 118: 253-266.
- Jiang H C and Huang J Z. 1986. Conodont colour and organic maturation of the Upper Permian in the Sichuan basin[J]. Acta Sedimentologia, 4(3): 127-137.
- Li H Q, Wang D H, Mei Y P, Liang T, Chen Z Y, Guo C L and Ying L J. 2008. Lithogenesis and mineralization chronology study on zinc-copper polymetallic ore deposit in Dachang orefield, Guangxi[J]. Acta Geologica Sinica, 82(7): 912-920(in Chinese with English abstract).
- Li Y Q and Chen W S. 1988. Fluid inclusion study of the Dachang cassiterite-sulfide-polymetallic ore belt[A]. In: The application of fluid inclusions to research on the mineralization and lithogenesis[C]. Beijing: Beijing Science & Technology Press. 218p(in Chinese).
- Liu J and Hutchinson R W. 1989. Fluid inclusion study of tin mineralization in the Dachang tin deposits, southern China[D]. A thesis for the degree of Master Science(Geology), Open file in Colorado School of Mines.
- Nowlan G S and Barnes C R. 1987. Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology[A]. In: Austin R I, ed. Investigative techniques and application, Ellis Horwood limited, Chichester[C]. 188-202.
- Rejebian V A, Harris A G and Huebner J S. 1987. Conodont colour and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration[J]. Bull. Geol. Soc. America, 99: 371-379.
- Roedder I. 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids[A]. In: Barnes J L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[M]. New York: John Wiley and Sons. 684-737.
- Roedder E. 1981. Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping[A]. In: Hollister L S and Crawford M L, eds. Short Course in fluid inclusions: Applications to petrology[C]. Mineralogical Association of Canada, 6: 101-137.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. Mineralogical Society of America: Reviews in Mineralogy, 12: 644.
- Sterner S M, Hall D L and Bodnar R J. 1989a. Post-entrapment volumetric and compositional changes in fluid inclusions: Evidence from synthetic fluid inclusions in quartz[A]. Proceedings of the Second Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions[C]. Jan. 4-7, Blacksburg VA: 61-62.
- Sterner S M and Bodnar R J. 1989b. Synthetic fluid inclusions-VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift[J]. Journal of Metamorphic Geology, 7: 243-260.
- Tu G C. 1998. Try to discuss the material composition, geological background and some characteristics of formation mechanism on unconventionality super-large mineral deposits--Junior talk on unconventionality super-large mineral deposits[J]. Science in China (Series D), 28(Supp.):1-6(in Chinese).
- Wang D H, Chen Y C, Chen W, Sang H Q, Li H Q, Lu Y F, Chen K L and Lin Z M. 2004. Dating the Dachang giant tin-polymetallic deposit in Nanda, Guangxi[J]. Acta Geologica Sinica, 78(1):133-138 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 蔡明海, 梁婷, 吴德成. 2005. 广西大厂锡多金属矿田充马矿床地质特征及成矿时代[J]. 地质学报, 79(2):262-268.
- 陈毓川, 黄民智, 徐珏, 胡云中, 唐绍华, 李荫清, 孟令库. 1993. 大厂锡矿地质[M]. 北京:地质出版社. 361页.
- 韩发, 赵汝松, 沈建忠, Hutchinson R W, 蒋少涌, 陈洪德. 1997. 大厂锡-多金属矿床地质及成因[M]. 北京:地质出版社. 213页.
- 李华芹, 王登红, 梅玉萍, 梁婷, 陈振宇, 郭春丽, 应立娟. 2008. 广西大厂拉么锌铜多金属矿床成岩成矿作用年代学研究[J]. 地质学报, 82(7):912-920.
- 李荫清, 陈伟十. 1988. 大厂锡石-硫化物多金属矿带流体包裹体研究[A]. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用[C]. 北京:北京科学技术出版社. 218页.
- 涂光炽. 1998. 试论非常规超大型矿床物质组成、地质背景、形成机制的某些独特性——初谈非常规超大型矿床[J]. 中国科学(D辑), 28(增刊):1-6.
- 王登红, 陈毓川, 陈文, 桑海清, 李华芹, 路远发, 陈开礼, 林枝茂. 2004. 广西南丹大厂超大型锡多金属矿床的成矿时代[J]. 地质学报, 78(1):133-138
- 中国有色金属工业总公司大厂矿务局地测处. 1985. 1985年阶段工作总结报告[R].