

酒泉盆地青西凹陷下沟组湖相热水 沉积岩流体包裹体特征

文华国¹⁾, 郑荣才¹⁾, Hairuo QING²⁾, 范铭涛³⁾, 汪满福³⁾

1) 成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 沉积地质研究院, 成都, 610059;

2) Department of Geology, University of Regina, Regina SK Canada S4S 0A2;

3) 中国石油玉门油田分公司, 甘肃酒泉, 735019

内容提要:以地质背景和岩石组构分析为基础,系统研究了酒泉盆地青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩中的流体包裹体特征。结果表明,热水沉积岩中的原生流体包裹体以气液二相包裹体为主、单一液相和单一气相包裹体较少、偶见含子矿物三相包裹体。成矿流体属 NaCl-H₂O 型热液体系,温度为 90~200℃,盐度为 8%~22% NaCl,密度为 0.99~1.2 g/cm³,成矿压力为 15~180 MPa。结合铍同位素等地球化学资料分析,认为成矿流体属于深循环的下渗湖水与岩浆水共同构成的中低温、中高盐度和中偏高密度混合热卤水。提出以不同产状的重晶石、铁白云石和萤石为代表的热水沉积岩的成矿热流体系统,自主喷流通道、分支喷流通道经喷流口至附近及远端的盆地热卤水沉积区存在温度、盐度、密度和压力等物理化学参数逐渐降低的分带性变化规律。在热流体特征分析基础上,对研究区早白垩世湖底热流体成矿机制和成因模式进行了探讨。

关键词:湖相热水沉积岩;流体包裹体;热流体;成矿机制;下白垩统;青西凹陷

热水沉积岩和热水成矿作用是当前地学界最前沿的研究热点之一,国内外已报道的资料众多,但主要集中在海相研究成果中(肖荣阁等,1994;李江海等,2004;Reyes et al.,2006;Koschinsky et al.,2007;冯军等,2007),而湖相的研究成果很少(刘建明等,2001;郑荣才等,2003,2006a,2006b;Sherlock,2005;Granina et al.,2007)。酒泉盆地青西凹陷下白垩统下沟组(K_{1g})地层中发育的具深湖相沉积特征的暗色“泥云岩”(或泥质白云岩、白云质泥岩和白云岩,统称“泥云岩”)^①,已被确定为一类十分罕见的湖相热水沉积岩,综合定名为重晶石-钠长石-铁白云石热水沉积岩(郑荣才等,2003,2006a)。流体包裹体分析是地球科学研究中最为活跃的领域之一(卢焕章等,2004),作为盆地流体活动的“见证者”或热流体的“原始样品”,流体包裹体记录了热流体活动时流体组成、性质及物理化学条件(于增慧等,2000),特别是在陆内沉积盆地热液活动过程中,流体包裹体的研究目前仍是一个较新的领域(陈衍景等,2007)。本文在岩矿分析基础上,对青西凹陷湖相热水沉积岩中的流体包

裹体进行系统研究,并探讨了成矿流体的性质、演化及成矿机制,进一步为该地区早白垩统下沟组时期湖底热液活动提供新的证据。

1 湖相热水沉积岩地质背景

酒泉盆地位于青藏高原东北部的最边缘,位处北祁连与阿尔金两巨型构造带交汇处。该盆地是在古生界褶皱基底之上,于中、新生代通过北东向基底构造伸展断陷作用而发育起来的陆相断陷盆地,由酒西和酒东两个次级盆地组成。青西凹陷位于酒西次级盆地东南部,为酒西次级盆地的沉降-沉积中心,面积约 800 km²,由红南次凹、青西低凸起、青南次凹 3 个次级构造单元组成,发育有一系列分割性很强的不对称箕状或半地堑断陷。下白垩统下沟组湖相热水沉积岩受燕山期 NE-NNE 向的基底断裂张扭性活动控制,主要分布于青南次凹南部的深凹陷内(图 1),厚度巨大,物质组分以微晶-隐晶质的钠长石和铁白云石为主,次为重晶石和石英,局部含有丰富的方沸石、地开石和黄铁矿等,偶含碎屑状

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40672073)和教育部博士点基金项目(编号 20060616014)资助成果。

收稿日期:2009-01-20;改回日期:2009-11-25;责任编辑:周健。

作者简介:文华国,男,1979年生。讲师,博士后,从事沉积学与石油地质学的教学和科研工作。通讯地址:610059,成都理工大学沉积地质研究院;Email:wenhuaguo@yahoo.cn。

出类型,其一是湖底热卤水结晶沉淀产物(郑荣才等,2003),多具隐晶质或泥—微晶结构和纹层构造(图 2A),由于晶粒过于细小,目前的技术条件还不能对其流体包裹体进行观察描述和测定,其二是切割纹层状泥微晶钠长石-铁白云石热水沉积岩的铁白云石脉体(图 2B)和泥微晶钠长石-铁白云石岩的胶结物(图 2C),粉—细晶结构,一般粒径为 0.05~0.25 mm,富含流体包裹体,偶见方沸石、重晶石和

钠长石晶体镶嵌在铁白云石脉中;重晶石是典型热液作用的产物(黄菲等,2005;冯胜斌等,2007),在研究区主要以钠长石-铁白云石水爆角砾岩的网脉状胶结物形式出现(图 2D),且晶体粗大,一般粒径为 2~3 mm,最大可达 6 mm,呈板状,见两组相交的解理,晶面完整,结晶程度高,多为自形晶,流体包裹体非常丰富,反映成矿环境应相对封闭且具有一定的稳定性,其次呈碎屑状分布在泥—微晶钠长石-铁白

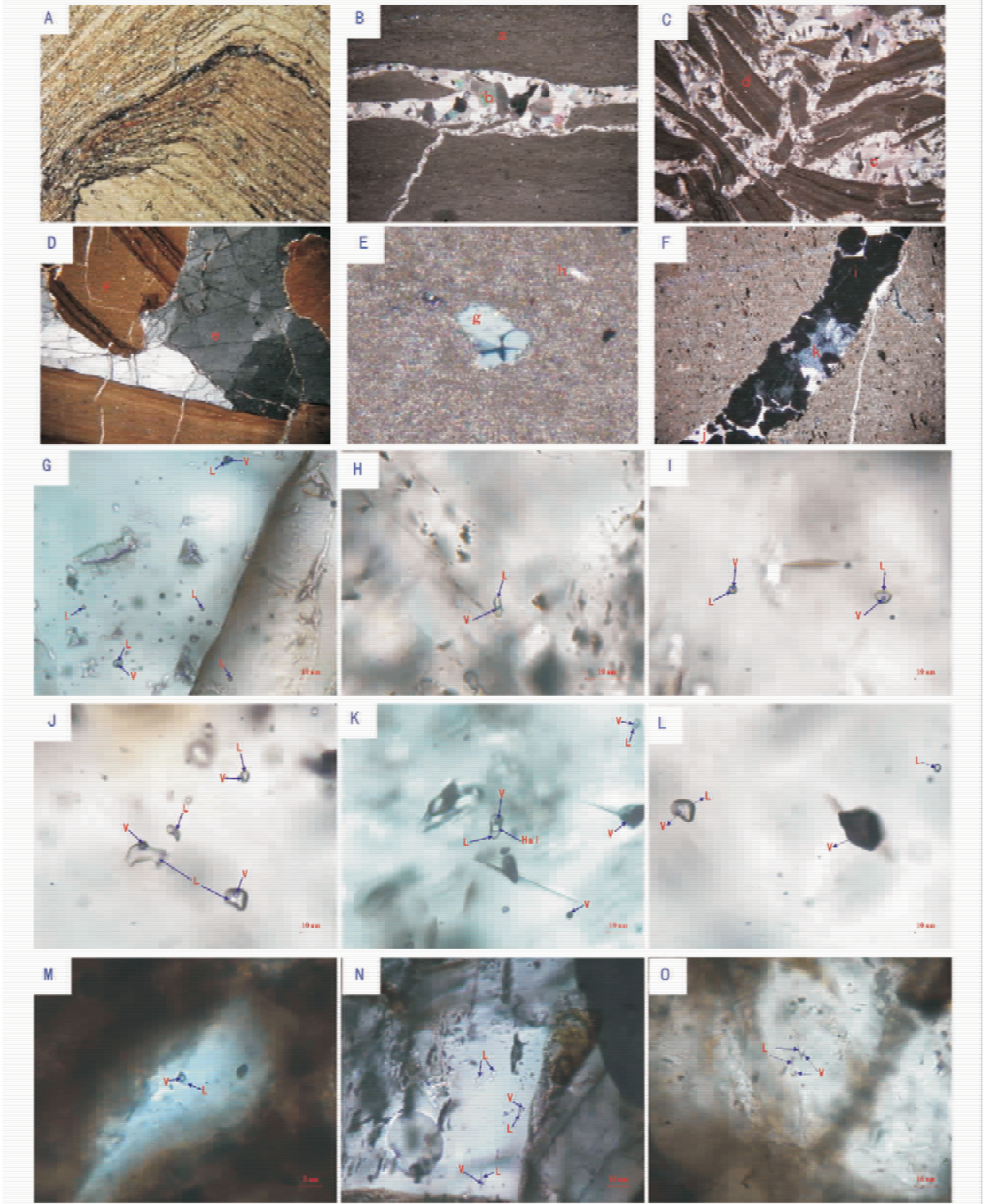


图 2 青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩中铁白云石、重晶石、萤石矿物及流体包裹体显微照片
Fig. 2 Micrographs of the ferrodolomite, barite, fluorite and fluid inclusions in these minerals

of the lacustrine hydrothermal sedimentary rock from the Xiagou Formation in Qingxi sag

A—纹层状泥晶铁白云石,具轻微变形层理构造,照片长边为 2.25 mm(+);B—泥晶钠长石-铁白云石岩(a)中发育的铁白云石脉(b),对角线长 6.2 mm(+);C—粉晶铁白云石(c)胶结纹层状泥微晶钠长石-铁白云石热水角砾(d),对角线长 6.2 mm(+);D—重晶石(e)胶结纹层状泥微晶钠长石-铁白云石热水角砾(f),照片对角线长 6.2 mm(+);E—重晶石(g)呈碎屑状发育在泥微晶钠长石-铁白云石岩(h)中,照片对角线长 1.2 mm(+);F—萤石(i)与铁白云石(j)共生脉体中,偶见重晶石团块(k),照片对角线长 1.2 mm(-);G—铁白云石胶结物中的流体包裹体;H、I—铁白云石脉中的流体包裹体;J、K、L—重晶石胶结物中的流体包裹体;M—碎屑状重晶石中的流体包裹体;N、O—萤石脉中的流体包裹体;L—液相,V—气相,Hal—石盐子晶

A—Lamellar micrite ankerite, slight deformation bedding structure, longer border of picture is 2.25 mm(+);B—ankerite vein (b) developed in micrite albite-ankerite (a), length of diagonal line is 6.2 mm(+); C—silt crystalline ankerite cemented lamellar micrite albite-ankerite hydrothermal breccia (d), length of diagonal line is 6.2 mm(+); D—barite (e) cemented lamellar micrite albite-ankerite hydrothermal breccia (f), length of diagonal line is 6.2 mm(+); E—clastic barite (g) developed in micrite albite-ankerite (h), length of diagonal line is 1.2 mm(+); F—fluorite (i) and ankerite (j) symbiosed in vein, sometimes with barite block (k), length of diagonal line is 1.2 mm(-);G—fluid inclusion in ankerite cement; H,I—fluid inclusion in ankerite vein; J,K,L—fluid inclusion in barite cement; M—fluid inclusion in clastic barite; N,O—fluid inclusion in fluorite vein;L—liquid phase; V—vapor phase; Hal—halite daughter crystal

云石热水沉积岩中(图 2E),晶体较小,结晶程度中等,多为半自形—自形晶,也含有较丰富的流体包裹体;萤石也被认为是热水沉积环境中的典型矿物(肖荣阁等,2001),在研究区也以切割泥微晶钠长石-铁白云石的脉体形式出现,并与粉晶铁白云石、重晶石伴生发育(图 2F),萤石晶体呈八面体,晶面完整,结晶程度高,一般具两组或 3 组解理,含有丰富的流体包裹体。由于铁白云石、重晶石和萤石脉体或胶结物都含有丰富的流体包裹体,被认为是盆地内异常热流体成因产物,已成为研究盆地异常热流体的重要依据(Parnell et al., 1998;张铭杰等,2004)。

3 流体包裹体特征

3.1 样品测试

选取 15 件含透明矿物的热水沉积岩样品磨制了包裹体片,其中铁白云石矿物样品 8 件,重晶石矿物样品 5 件,萤石矿物样品 2 件,显微镜下鉴定结果表明各件样品都不同程度地富含流体包裹体,多具有富液相、含子矿物三相、单一气相和单一液相流态,且大多数为原生包裹体,说明包裹体中流体可反映主矿物成矿时的物理化学条件。实验在中国石油大学(北京)“油气资源与探测”国家重点实验室完成,包裹体测温用仪器为英国 Linkam 公司最新产品 THMSG600 型显微冷热台,显微镜为日本产 Olympus BX51 型,另配 100 倍长焦工作镜头。测试前用人造纯 H₂O 及 25% H₂O-CO₂ 包裹体(国际标样)进行系统校正,测量温度范围-196℃~+600℃,均一温度重现误差<2℃,冰点温度重现误差<0.2℃。

3.2 包裹体相态特征

通过光学显微镜鉴定,3 类透明矿物流体包裹

体的相态特征,都可细分出富液两相(I 型包裹体)、含子矿物三相(II 型包裹体)、单一液相(III 型包裹体)和单一气相(IV 型包裹体)4 种相态类型的包裹体,它们均为原生成因,其中铁白云石和萤石矿物流体包裹体的相态主要为富液两相(I 型)和单一液相(III 型)两种类型,重晶石矿物中上述 4 类相态包裹体均有分布。具体分述如下:

I 型包裹体:由气相和液相组成,热台上加热均一为液相,均为不同结构类型的铁白云石、重晶石和萤石中最主要的包裹体相(图 2G—K、M—O)。其中铁白云石胶结物中的包裹体大小为 3.0~7.0 μm,平均 4.2 μm,气液比为 4%~10%,平均 7.5%,形态为椭圆形和次圆形;铁白云石脉中,包裹体大小为 2~6 μm,平均 3.2 μm,气液比为 5%~11%,平均 8.6%,形态为椭圆形、次圆形、不规则多边形和长条形;重晶石胶结物中包裹体大小为 2.0~12.0 μm,平均 5.2 μm,气液比为 4%~10%,平均 6.25%,形态为椭圆形、次圆形、不规则多边形和长条形;碎屑状重晶石中的包裹体大小为 2~5 μm,平均 3.1 μm,气液比为 6%~12%,平均 10.2%;萤石中包裹体大小为 2.0~8.0 μm,平均 3.5 μm,气液比为 5%~12%,平均 7.2%,形态为不规则多边形和长条形。

II 型包裹体:仅发育于水爆角砾岩的重晶石胶结物中,形态为次圆状、不规则多边形状,由气相、液相和子矿物共同组成,大小 12~16.1 μm,平均 13.7 μm,气液比为 5%~6%,平均 5.3%,子矿物晶体颜色呈灰白色—白色,颗粒较大,晶形很好,呈立方体状,与石盐子晶特点吻合(张文淮等,1993)。单个包裹体中所含子矿物数目一般为 1 个(图 2K)。

Ⅲ型包裹体:室温下由单一液相构成,为不同结构类型的铁白云石、重晶石和萤石矿物中较少见的包裹体相态。其中铁白云石胶结物和铁白云石脉中此类包裹体大小为 $2\sim6\text{ }\mu\text{m}$,平均 $3.3\text{ }\mu\text{m}$,无色,形态多为长条状、不规则状(图 2G);在重晶石胶结物和碎屑状重晶石中此类包裹体大小为 $3\sim5\text{ }\mu\text{m}$,平均 $4.2\text{ }\mu\text{m}$,无色,形态多为长条状、不规则状(图 2J);在萤石脉中此类包裹体大小为 $2\sim9\text{ }\mu\text{m}$,平均 $3.2\text{ }\mu\text{m}$,无色,形态多为长条状、不规则状(图 2N)。

Ⅳ型包裹体:室温下由单一气相构成,仅在重晶石胶结物中少量发育,形态为椭圆状、次圆状,大小差异大,约 $2\sim20.2\text{ }\mu\text{m}$,平均 $7.2\text{ }\mu\text{m}$,常与Ⅰ类富液相包裹体(图 2L)、偶与Ⅱ类含子矿物三相包裹体(图 2K)共生,此类包裹体出现,指示在包裹体捕获时可能发生过流体的沸腾作用(刘斌等,1999)。

3.3 包裹体各项物理化学特征

对 15 件样品内共计 220 个流体包裹体进行了均一温度测定,并对其中的 143 个流体包裹体进行

冰点温度测定和对包裹体的流体盐度、密度和形成压力进行了计算。

(1)包裹体均一温度特征:均一温度测定结果(表 2),显示铁白云石胶结物和脉体中流体均一温度变化范围分别为 $67.7\sim108.8^{\circ}\text{C}$ 和 $79.8\sim162.4^{\circ}\text{C}$,峰值区分别集中在 $90\sim100^{\circ}\text{C}$ (图 3A)和 $120\sim130^{\circ}\text{C}$ (图 3B);重晶石胶结物流体包裹体均一温度变化范围为 $108.3\sim354.6^{\circ}\text{C}$,峰值区主要集中在 $160\sim200^{\circ}\text{C}$ (图 3C),其中Ⅰ型富液两相包裹体均一温度变化范围为 $108.3\sim274.7^{\circ}\text{C}$,Ⅱ型含子矿物三相包裹体在升温过程中气泡一般在 $193.1\sim205.4^{\circ}\text{C}$ 首先消失,子矿物消失达到的完全均一温度范围为 $256.3\sim354.6^{\circ}\text{C}$,个别含子晶的包裹体,升温至 550°C 以上也未见子晶消失;碎屑状重晶石流体包裹体均一温度变化于 $105.6\sim148.3^{\circ}\text{C}$,峰值区出现在 $120\sim140^{\circ}\text{C}$ (图 3D);萤石脉中流体包裹体均一温度变化范围为 $68.3\sim130.2^{\circ}\text{C}$,峰值区集中在 $100\sim110^{\circ}\text{C}$ (图 3E)。

表 2 青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩流体包裹体显微测温结果

Table 2 Microthermometric data of fluid inclusions in the lacustrine hydrothermal sedimentary rock from the Xiagou Formation in Qingxi sag

样号	井号	主矿物	测试数	包裹体类型	大小(μm)	气液比(%)	$T_{\text{h}}(^{\circ}\text{C})$	$T_{\text{m}}(^{\circ}\text{C})$	盐度(% NaCl)	密度(g/cm^3)	捕获压力(MPa)
QX55	Q2-1	铁白云石胶结物	20	Ⅰ、Ⅲ	3~7	4~10	67.7~108.8	-10.6~-1.7	4.03~14.57	0.99~1.07	8.3~35.2
QX50	Long104	铁白云石脉	1	Ⅰ	4.5	6	91.1	\	\	\	\
QX36	Long101		10	Ⅰ、Ⅲ	2~5	5~8	79.8~100.7	-8.4~-5.4	8.41~12.16	1.05~1.02	23.6~27.1
QX41-3	Long103		3	Ⅰ、Ⅲ	2.5~4	6~6	126.8~127.4	-4.1~-2.5	4.18~6.59	0.97~0.99	61.5~63.5
QX16	Liu4		7	Ⅰ	2~5	5~11	100.4~152.8	-10.3~-5.6	8.68~14.25	0.99~1.06	25.7~118.9
QX21	Liu6		32	Ⅰ、Ⅲ	2~6	5~10	92.7~162.4	-13.6~-5.8	8.95~17.43	0.98~1.07	20.5~151.1
QX01	Liu103		1	Ⅰ、Ⅲ	4	10	123.2	-4.3	6.88	0.99	55.2
QX02	Liu103		1	Ⅰ	4.5	6	95.7	-2.3	3.87	0.99	23.6
QX23-1	Liu6	重晶石胶结物	20	Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ	2~9(Ⅰ) 12(Ⅱ)	5~8(Ⅰ) 6(Ⅱ)	122.5~274.7 (Ⅰ)256.3(Ⅱ)	-19.0~-17.4 (Ⅰ)256.3(Ⅱ)	20.52~21.68 (Ⅰ)35.08(Ⅱ)	1.06~1.07 (Ⅰ)1.2(Ⅱ)	109.4~186.1 (Ⅰ)251.2(Ⅱ)
QX23-2	Liu6		19	Ⅰ、Ⅲ、Ⅳ	2~12	4~8	108.3~221.3	-20.5~-16.6	19.92~22.71	1.09~1.1	31.3~63.7
QX23-3	Liu6		21	Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ	3~9(Ⅰ) 13~16.1(Ⅱ)	5~10(Ⅰ) 5(Ⅱ)	123.8~266.3(Ⅰ) 331.5~354.6(Ⅱ)	-18.4~-18.2(Ⅰ) 331.5~354.6(Ⅱ)	21.11~21.26(Ⅰ) 40.74~42.83(Ⅱ)	1.07~1.09(Ⅰ) 1.18~1.19(Ⅱ)	49.3~113.12(Ⅰ) 182.1~209.1(Ⅱ)
QX41-1	Long103	碎屑状	9	Ⅰ、Ⅲ	2~5	8~11	105.6~126.3	-18.6~-15.5	19.03~21.40	1.08~1.11	28.9~54.4
QX41-2	Long103	重晶石	7	Ⅰ、Ⅲ	2~5	6~12	108.2~148.3	-20.5~-14.9	18.55~22.71	1.06~1.11	31.6~74.7
QX67	Long103	萤石脉	23	Ⅰ、Ⅲ	2~8	5~15	68.3~119.5	-12.9~-7.4	10.98~16.8	1.03~1.09	9.0~47.5
QX42	Long103		45	Ⅰ、Ⅲ	2~8	5~12	73.8~130.2	-8.7~-5	7.86~12.51	0.99~1.04	20.7~67.0

注:Ⅰ—富液两相包裹体;Ⅱ—含子矿物三相包裹体;Ⅲ—单一液相包裹体;Ⅳ—单一气相包裹体。

(2)包裹体盐度特征:根据 Bodnar(1993)总结的盐度-冰点关系表可获得流体盐度值,而含 NaCl 子矿物的三相包裹体盐度值求取则是先测定出石盐子矿物的熔化温度,再根据 Hall 等(1988)的石盐子矿物溶化温度与盐度关系式得出盐度。测定结果(表 2),铁白云石胶结物和脉体中包裹体液相盐度范围分别为 $4.03\%\sim14.57\%\text{NaCl}$ 和 $3.87\%\sim17.43\%$

NaCl,峰值分别集中在 $8\%\sim10\%\text{NaCl}$ (图 3F)和 $10\%\sim12\%\text{NaCl}$ (图 3G);重晶石胶结物包裹体液相盐度范围为 $18.55\%\sim42.83\%\text{NaCl}$,峰值出现在 $20\%\sim22\%\text{NaCl}$ (图 3H),其中Ⅰ型富液两相包裹体盐度变化范围 $19.92\%\sim22.71\%\text{NaCl}$,Ⅱ型含子矿物三相包裹体盐度范围 $35.08\%\sim42.83\%\text{NaCl}$;碎屑状重晶石流体包裹体盐度范围 $18.55\%\sim22.71\%$

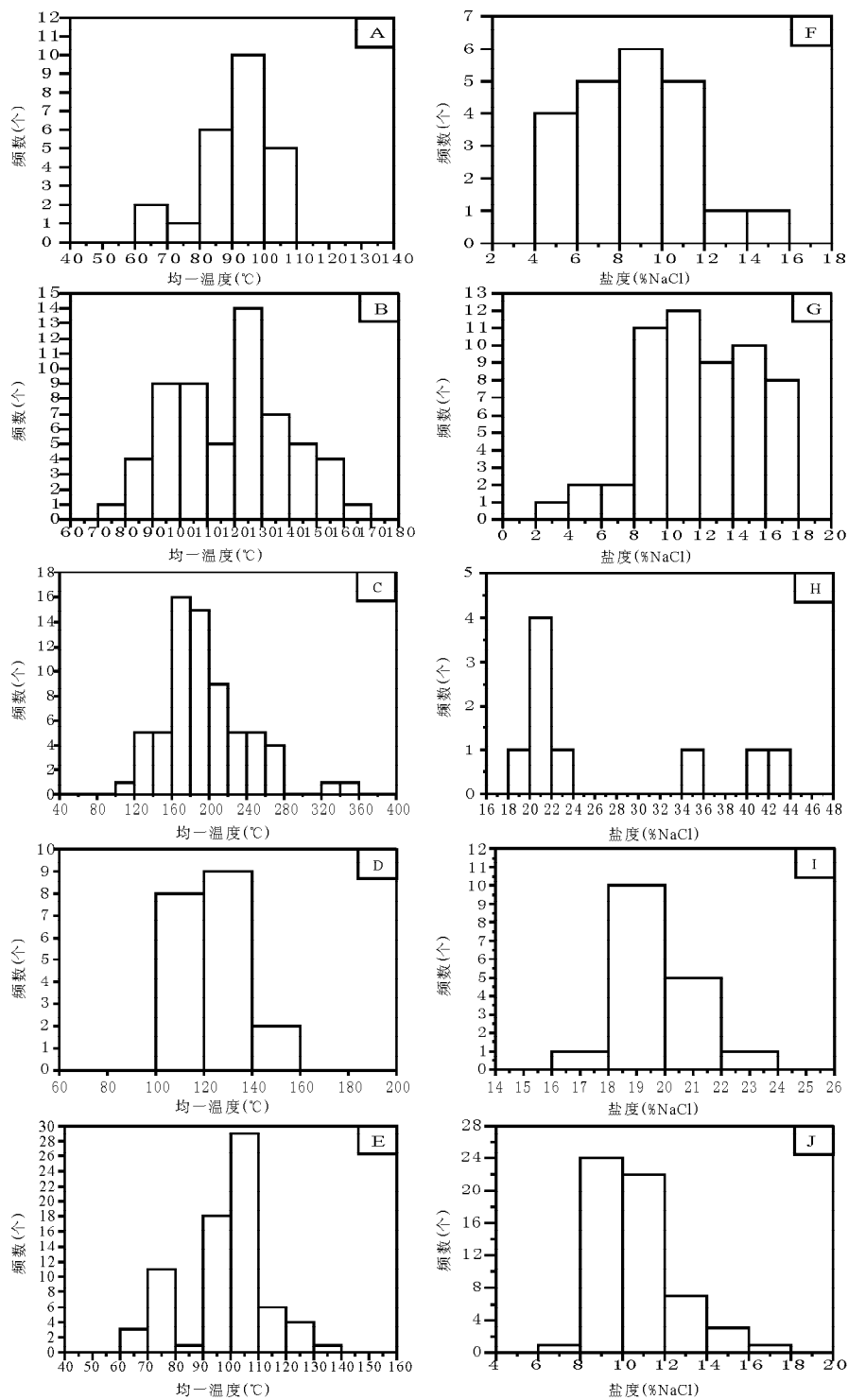


图 3 青西坳陷下沟组湖相热水沉积岩中流体包裹体均一温度与盐度直方图

Fig. 3 Histogram of homogenization temperatures and salinities for fluid inclusions in lacustrine hydrothermal sedimentary rock from the Xiagou Formation in Qingxi sag

A—铁白云石胶结物包裹体均一温度;B—铁白云石脉包裹体均一温度;C—重晶石胶结物包裹体均一温度;D—碎屑状重晶石包裹体均一温度;E—萤石脉包裹体均一温度;F—铁白云石胶结物包裹体盐度;G—铁白云石脉包裹体盐度;H—重晶石胶结物包裹体盐度;I—碎屑状重晶石包裹体盐度;J—萤石脉包裹体盐度

A—Homogenization temperature of ankerite cement inclusion; B—homogenization temperature of ankerite vein; C—homogenization temperature of barite cement inclusion; D—homogenization temperature of clastic barite inclusion; E—homogenization temperature of fluorite vein inclusion; F—salinity of ankerite cement inclusion; G—salinity of ankerite vein inclusion; H—salinity of barite cement inclusion; I—salinity of clastic barite inclusion; J—salinity of fluorite vein inclusion

NaCl,峰值出现在 18%~20% NaCl(图 3I);萤石脉中包裹体盐度均不太高,范围为 7.86%~16.8% NaCl,峰值区出现在 8%~10% NaCl(图 3J)。

(3)包裹体密度特征:在上述流体包裹体均一温度和盐度测定基础上,根据刘斌等(1999)推导的密度公式分别计算了铁白云石、重晶石和萤石中流体包裹体的密度。结果显示(表 2),铁白云石胶结物和铁白云石脉中流体包裹体密度分别变化于 0.99~1.07 g/cm³和 0.97~1.07 g/cm³;重晶石胶结物和碎屑状重晶石中的流体包裹体密度分别变化于 1.06~1.2 g/cm³和 1.06~1.11 g/cm³;萤石脉中流体包裹体密度变化范围为 0.99~1.09 g/cm³。上述不同类型热水矿物中的流体包裹体密度值与 Bodnar(1993)的温度-盐度-密度相图上投点所得出的流体密度值具有惊人的相似性(图 4),可充分证明由不同密度计算方法的相互印证所获得的流体密度值是可靠的。

(4)包裹体形成时的压力计算:根据 Haas(1976)推导的计算流体包裹体均一压力公式,计算

出铁白云石胶结物中流体包裹体完全均一压力范围为 8.3~35.2 MPa(表 2),主要集中在 15~20 MPa;铁白云石脉中流体包裹体完全均一压力范围为 13.6~151.1 MPa,主要集中在 40~50 MPa;重晶石胶结物流体包裹体完全均一压力范围为 31.2~251.2 MPa,主要集中在 150~180 MPa;碎屑状重晶石流体包裹体完全均一压力范围为 28.9~74.7 MPa,主要集中在 30~45 MPa;萤石脉中流体包裹体完全均一压力范围为 9.0~67.0 MPa,主要集中在 20~30 MPa。不同类型的热热水矿物包裹体形成时的压力计算结果,与其地质产状和岩石结构所反映的成因特征是相一致的。

4 讨论与结论

上述流体包裹体特征分析为识别热流体活动提供了较为直接的方法和手段,获得了研究区不同类型及组构的热水矿物成矿热流体温度、盐度、密度、成矿压力和深度等物理化学参数(表 3),从而为深入分析研究区下沟组沉积期湖底成矿热流体性质、来

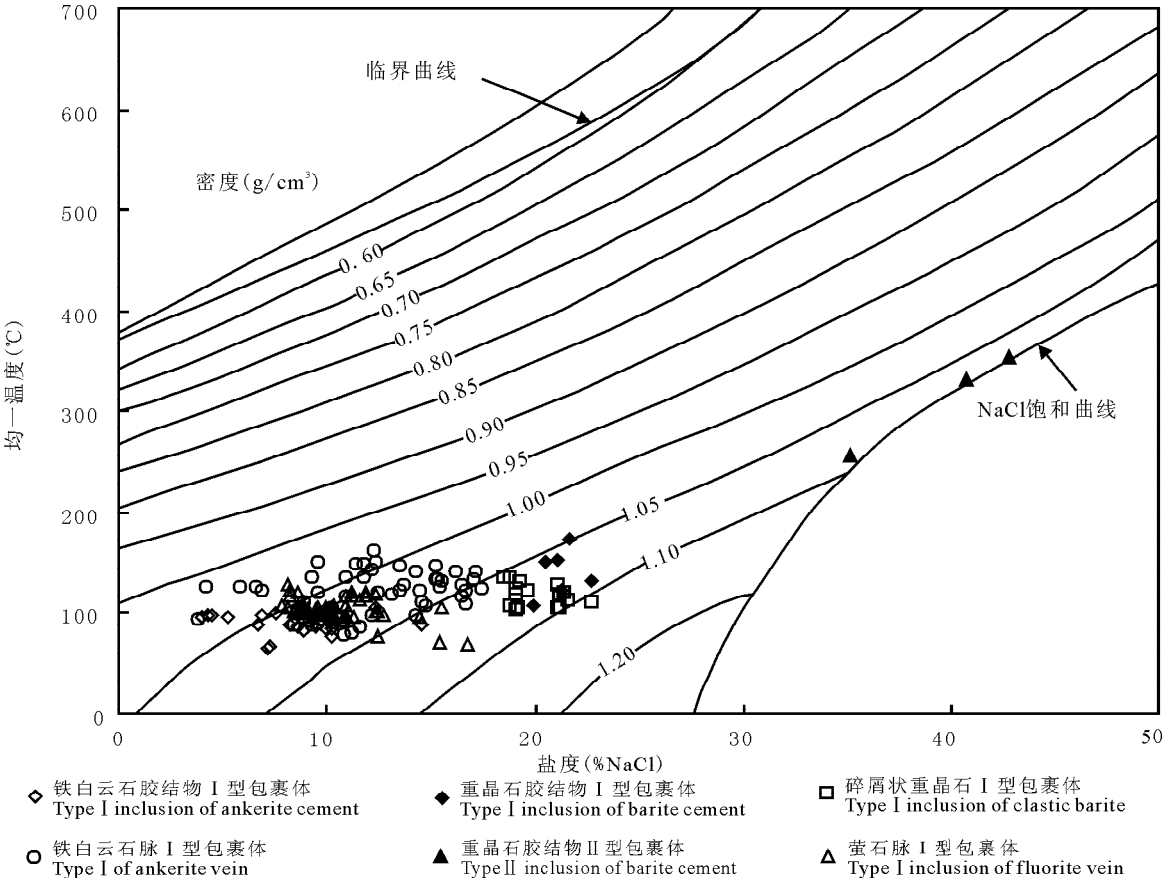


图 4 青西坳陷铁白云石、重晶石和萤石流体包裹体均一温度-盐度-密度相图(底图据 Bodnar,1993)

Fig.4 Diagram of homogenization temperature—salinity—density for fluid inclusions in ferrodolomite, barite and fluorite from Qingxi sag

源、演化及成矿机理奠定了基础。

4.1 成矿热流体的物理化学条件

如表 3 所示,不同类型和产状的热热水沉积岩形成时的物理化学条件不同,以受成矿压力、深度、热流体温度的影响最大,其次是热流体盐度,而热流体密度则影响最小。造成流体物理化学条件变化的原因主要与沉淀热水矿物的位置不同有关,有如下 3 个特点:

表 3 青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩典型矿物成矿流体物理化学参数

Table 3 The physical and chemistrical parameters of typical ore-forming fluids in lacustrine hydrothermal sedimentary rock from the Xiagou Formation in Qingxi sag

岩石成因类型	发育位置	典型矿物类型	流体温度 (℃)	流体盐度 (%NaCl)	流体密度 (g/cm ³)	成矿压力 (MPa)	成矿深度 (km)
热水角砾岩筒	主喷口内	重晶石 胶结物	160~200	20~22	1.06~1.2	150~180	5.56~6.67
脉状充填型	分支喷流通道	铁白云石脉	120~130	10~12	0.97~1.07	40~50	1.48~1.85
		萤石脉	100~110	8~10	0.99~1.09	20~30	0.74~1.11
热水碎屑型	主喷口附近热卤水区	碎屑状 重晶石	120~140	18~20	1.06~1.11	30~45	1.11~1.67
盆地沉积型	分支喷口附近或 相对远离喷口的热卤水区	铁白云石 胶结物	90~100	8~10	0.99~1.07	15~20	0.56~0.74
区域扩散型	相对远离喷口 的热卤水区	纹层状泥微晶 铁白云石	各项流体指标均属最低				

注:成矿深度按地面向下 27 MPa/km 增压率计算(据刘文均等,2000;张长青等,2007)。

(1)重晶石胶结物形成于相对较深成的超压环境,由于晶形很好,多为自形晶,且杂质很少,应该处于相对封闭且有一定稳定成矿周期的主喷流口内部,其上覆压力除了围岩的超静岩压力,还有湖水的静水压力,成矿流体温度、盐度和密度均最高。

(2)铁白云石脉和萤石脉则形成于浅成的中低压环境,应该为主喷口相连通的、更靠近地表的分支喷流通道,上覆压力也主要为超静岩压力和静水压力的双重负荷压力,成矿流体温度和盐度也较高。

(3)碎屑状重晶石和铁白云石胶结物则分别形成于浅成低压和超浅成低压环境,由于已出露于主喷口附近的湖底热卤水池中,上覆压力仅为湖水的静水压力,流体温度和盐度则较低,以碎屑状重晶石为代表的热水碎屑的形成,由于更靠近低洼的主喷口附近的卤水池,相对距离喷口更远的铁白云石胶结物所形成的盆地沉积型热水沉积岩具有更大的深度,因而其成矿温度和压力也更大一些。

4.2 成矿热流体的来源和性质

已有的众多研究成果表明,热水沉积成因矿物主要发育水溶液包裹体,偶见含子晶包裹体(Zaw et al.,1996;Kerrick et al.,2000),研究区含石盐子晶的三相包裹体均一化温度(256.3~354.6℃)和盐度(35.08%~42.83%NaCl)都最高,个别含石盐子晶的包裹体升温至 550℃以上也未见子晶消失,可指示其流体盐度极高,已不能用正常地层卤水加以解释。在

热水沉积成矿系统中,含 NaCl 子晶的包裹体是极为罕见的,通常出现在流体沸腾强烈的情况下,或者成矿系统遭受到岩浆热液作用的叠加(陈衍景等,2007),Heinrich 等(1992)认为高温(大于 400℃)、高盐度(>30%NaCl)的流体来源于原始岩浆热液,左力艳等(2007)也认为盐度>35%,均一温度 250~460℃的中高温高盐度流体都可能都是由岩浆热液演化而来,另外,杨志明等(2005)认为含石盐子晶的三相包裹体通过子矿物消失后才达到完全均一,其流体可能来源于深部岩浆水,结合研究区岩浆热液活动频繁的热背景,可确定本研究区含石盐子晶三相包裹体的流体来源与岩浆热液活动有一定的关系。又依据重晶石矿物中存在大量富液两相包裹体,特别是重晶石胶结物中富液两相包裹体占主体,且与含石盐子晶三相包裹体共生,表明两者应由同一种流体演化而来,但富液相包裹体均一温度和盐度均远低于含石盐子晶的三相包裹体,显示应该有另外的低温低盐度流体混入,结合已有研究成果(郑荣才等,2006b)和区域地质背景资料,可推断成矿流体属于由湖水与岩浆水构成的混合热卤水。已有的热水沉积岩⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 研究结果(文华国,2008;文华国等,2009),也证实热流体来源于深循环下渗的湖水与少量岩浆水构成的混合水,具有较高盐度的热卤水性质。

4.3 成矿热流体的类型和演化

流体包裹体的物理化学特征研究结果,表明青

西凹陷下沟组成矿热流体可划分为如下 5 种类型：

(1)重晶石等胶结热水角砾所形成的水爆角砾岩筒形成于主喷流口内部深成高压环境,代表了最原始的深部混合热卤水性质,其流体温度、盐度和密度均高于其他类型的热流体,属于中温、中—高盐度和中—偏高密度热流体。

(2)与主喷流通道连通的分支喷流通道属于浅成中低压环境,充填了以铁白云石和萤石为代表的网脉状热水沉积岩,其形成流体由于更靠近湖底,受下渗湖水影响,热流体的温度、盐度和密度均有所降低,演化为中—低温、中等盐度和中—偏高密度热流体。

(3)碎屑状重晶石所代表的碎屑状热水沉积岩形成于靠近主喷流口的相对闭塞的浅成低压湖底热卤水池环境,成矿流体仍具有中—低温、中—高盐度和中等密度性质。

(4)铁白云石胶结泥微晶钠长石铁白云石岩所代表的盆地沉积型热水沉积岩,形成于分支喷口附近或相对远离喷口的超浅成低压热卤水池环境,由

于湖底低温淡水的逐渐混入的降温 and 淡化作用,热流体的性质进一步向低温、中—低盐度和中—低密度性质演化。

(5)而单一的碳酸盐矿物组合为代表的区域扩散型热水沉积岩,其成因与成矿热流体与大量湖底低温淡水充分混合,各项流体物理化学参数均为热流体中最低的数值,或与正常湖相沉积接近。

4.4 热流体成矿机制

综合上述分析,酒泉盆地青西凹陷下沟组湖相热水流体的来源和性质应属于深循环的下渗湖水与岩浆水混合形成的中低温、中等盐度和中密度的 NaCl-H₂O 体系高碱性热卤水,其热水沉积过程的成矿机制及成因模式(图 5)初步解释如下：

(1)青西凹陷早白垩世发育 NE—NNE 向次级基底断裂,火山活动频繁,湖水沿着断裂带下渗,在向深部渗流过程中与来自幔源的高温高盐度岩浆水混合形成初始热液。热液在岩层中循环流动,大量溶解和萃取 CO₃²⁻、SO₄²⁻、Cl⁻、F⁻ 和 Ca²⁺、Mg²⁺、

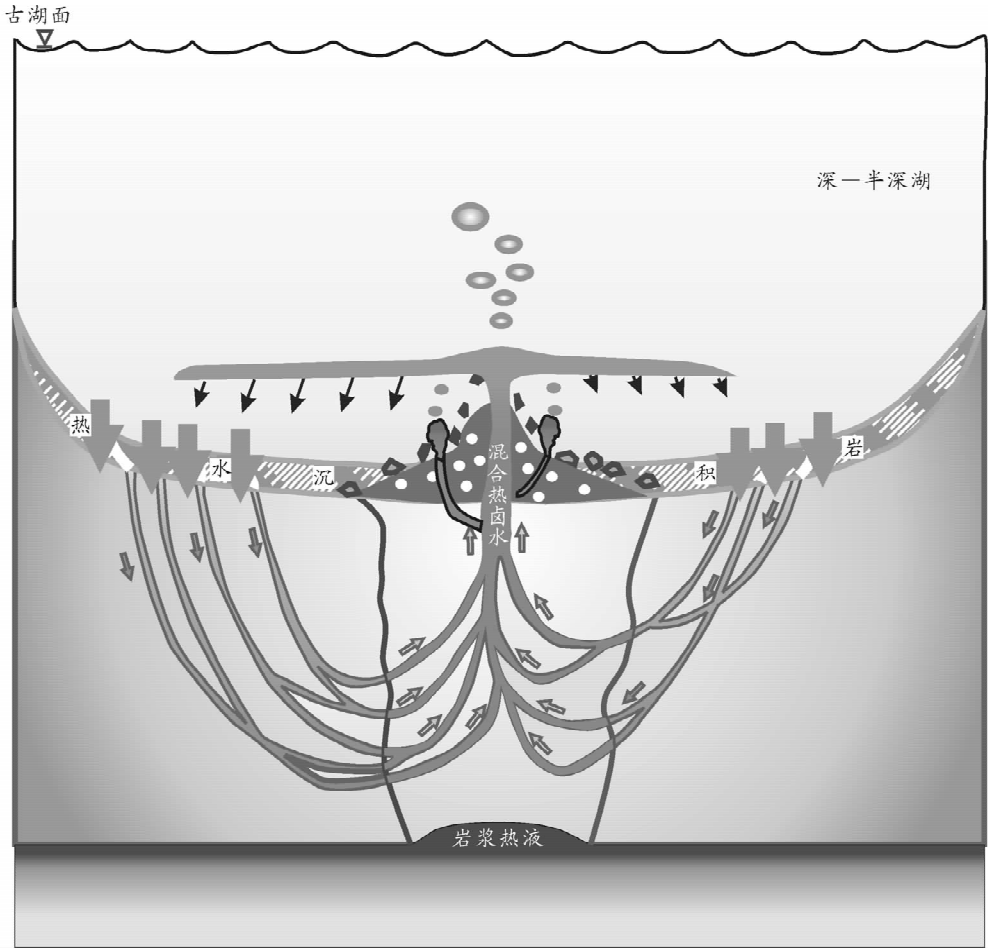


图 5 青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩成因模式

Fig. 5 Genetic model for the lacustrine hydrothermal sedimentary rock from Xiagou Formation, Lower Cretaceous in Qingxi sag

Fe²⁺、Ba²⁺、Si⁴⁺、Al³⁺、Na⁺等常量元素和络阴离子(郑荣才等,2006a),并以易溶氯络合物形式进行搬运,随着流体的循环流动并溶解萃取成矿化学物质并受地热梯度和岩浆热能的加热升温作用而逐渐演化成中低温、中—高盐度和中等密度的 NaCl-H₂O 体系的高碱性热卤水。

(2)由于受构造抬升泵吸作用、断裂搓动浅部构造减压和阵发性火山岩浆热液水热增压作用(文华国,2008)3种运移机制驱动,促使热流体沿断层或裂隙带回返上升,并突破上覆沉积物和湖泊水体的静水负荷压力发生沸腾爆炸,将喷流口先期的沉积物震碎,原来的封闭系统(超静岩压力)向开放系统(静水压力)转换,低温低盐度湖水迅速混入而破坏了热流体的化学平衡,致使各类热水矿物在不同的位置迅速沉淀,形成脉状热水沉积岩的充填体和水爆角砾岩的胶结物。

(3)随着热水从喷流口喷出和湖水低温淡水的混入,热流体逐渐发生稀释、降温、降压及气体(可能为 H₂S、N₂等)分离散失,使得氯络合物迅速解离,围绕喷流口附近热卤水聚集的低洼部位,热水矿物发生化学沉淀和形成一系列纹层状的、具有不同物质组分和结构类型的湖相“白烟型”热水沉积岩。

注 释

① 王成善,郑荣才,朱利东,等. 2004. 酒泉盆地沉积特征与层序地层学研究. 成都理工大学和玉门油田分公司勘探开发研究院.

参 考 文 献

陈衍景,倪培,范宏瑞,等. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. 岩石学报, 23(9): 2085~2108.

冯军,李江海,程素华. 2007. 河北兴隆中元古代古海底黑烟卤中微生物化石的发现及其意义. 微体古生物学报, 24(2): 205~209.

冯胜斌,邢矿,周洪瑞,燕长海,彭翼,赵吉梅,胡绍斌,任建光. 2007. 北秦岭二郎坪群重晶石岩热水沉积地球化学证据及其成矿意义. 世界地质, 26(2): 199~207.

黄菲,金成洙,姚玉增,赵玉山,温守钦. 2005. 山西耿庄金矿重晶石巨晶中多相态包裹体研究. 吉林大学学报(地球科学版), 35(3): 313~319.

李江海,牛向龙,冯军. 2004. 海底黑烟卤的识别研究及其科学意义. 地球科学进展, 19(1): 17~24.

刘斌,沈昆. 1999. 流体包裹体热力学. 北京:地质出版社, 1~290.

刘建明,叶杰,张安立,等. 2001. 一种新类型热水沉积岩——产在湖相断陷盆地中的菱铁绢云硅质岩. 中国科学(D辑), 31(7): 570~577.

刘文均,郑荣才. 2000. 花垣铅锌矿床成矿流体特征及动态. 矿床地质, 19(2): 173~181.

卢焕章,范宏瑞,倪培,等. 2004. 流体包裹体. 北京:科学出版社.

任战利,刘池阳,张小会,等. 2000. 酒泉盆地群热演化史恢复及其对比研究. 地球物理学报, 43(5): 635~645.

王晓丰,张志诚,郭召杰,等. 2004. 酒西盆地南缘早峡早白垩世火山岩地球化学特征及其构造意义. 高校地质学报, 10(4): 570~577.

文华国. 2008. 酒泉盆地青西凹陷湖相“白烟型”热水沉积岩地质地球化学特征及成因. 成都理工大学博士学位论文.

文华国,郑荣才, Qing H R,等. 2009. 酒泉盆地青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩锆同位素地球化学特征. 沉积学报, 29(4): 642~649.

肖荣阁,杨忠芳,杨卫东,等. 1994. 热水成矿作用. 地学前缘, 1(3~4): 140~147.

肖荣阁,张汉城,陈开泉. 2001. 热水沉积岩及矿物岩石标志. 地学前缘, 8(4): 379~385.

杨经绥,孟繁聪,张建新,等. 2001. 重新认识阿尔金断裂东段红柳峡火山岩的时代及构造意义. 中国科学(D辑), 31(增刊): 83~89.

杨志明,谢玉玲,李光明,等. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究. 矿床地质, 24(6): 584~594.

于增慧,翟世奎. 2000. 海底热液沉积物中流体包裹体的研究进展. 海洋地质与第四纪地质, 20(1): 93~96.

翟裕生. 2004. 地球系统科学与成矿学研究. 地学前缘, 11(1): 1~10.

张长青,毛景文,余金杰,等. 2007. 四川甘洛普铅锌矿床流体包裹体特征及成矿机制初步探讨. 岩石学报, 23(10): 2541~2552.

张铭杰,唐俊红,张同伟,等. 2004. 流体包裹体在油气地质地球化学中的应用. 地质论评, 50(4): 397~406.

张文淮,陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学. 武汉:中国地质大学出版社, 1~246.

郑荣才,王成善,朱利东,等. 2003. 酒西盆地首例湖相“白烟型”喷流岩——热水沉积白云岩的发现及其意义. 成都理工大学学报(自然科学版), 30(1): 1~8.

郑荣才,文华国,范铭涛,等. 2006a. 酒西盆地地下沟组湖相白烟型喷流岩岩石学特征. 岩石学报, 22(12): 3027~3038.

郑荣才,文华国,高红灿,等. 2006b. 酒西盆地青西凹陷下沟组湖相喷流岩稀土元素地球化学特征. 矿物岩石, 26(4): 41~47.

左力艳,张德会,李建康,张文淮. 2007. 江西德兴铜厂斑岩铜矿成矿物质来源的再认识——来自流体包裹体的证据. 地质学报, 81(5): 685~695.

Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 683~684.

Granina L Z, Klerkx J, Callender E, et al. 2007. Bottom sediments and pore waters near a hydrothermal vent in Lake Baikal (Frolikh Bay). Russian Geology and Geophysics, 48(3): 237~246.

Hall D L, Sterner S M, Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. Econ. Geol., 83(1): 197~202.

Hass J L. 1976. Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling NaCl solutions. U S Geol Surv Bull, 1421A: 1~73.

Heinrich C A, Ryan C G, Mernagh T P, Eadington P J. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: a fluid inclusion study using PIXE microanalysis. Economic

Geology, 87: 1566~1583.

Kerrick R, Goldfarb R J, Groves D I, et al. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science in China (Series D), 43 (supp):1~68.

Koschinsky A, Seifert R, Knappe A, et al. 2007. Hydrothermal fluid emanations from the submarine Kick'em Jenny volcano, Lesser Antilles island arc. Marine Geology, 244(1~4):129~141.

Parnell J, Carey P, Duncan W. 1998. History of hydrocarbon charge on the Atlantic margin: evidence from fluid inclusion studies, west of Shetland. Geology, 26 (9): 807~810.

Reyes A G, Massoth G, Ronde C D, et al. 2006. Hydrothermal mineralization in arc-type submarine volcanoes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(18):A528.

Sherlock R L. 2005. The relationship between the McLaughlin gold mercury deposit and active hydrothermal systems in the Geysers-Clear Lake area, northern Coast Ranges, California. Ore Geology Reviews, 26:349~382.

Zaw K, Gemmell J B, Large R R, et al. 1996. Evolution and source of ore fluids in the footwall stringer zone, Hellyer VHMS deposit, western Tasmania: constraints from fluid inclusion microthermometry and geochemistry. Ore Geology Reviews, 10: 251~278.

Characteristics of Fluid Inclusions in the Lacustrine Hydrothermal Sedimentary Rock from the Xigou Formation, Lower Cretaceous in Qingxi Sag, Jiuquan Basin

WEN Huaguo¹⁾, ZHENG Rongcai¹⁾, Hairuo QING²⁾, FAN Mingtao³⁾, WANG Manfu³⁾

1) State Key Laboratory of Oil/Gas Reservoir Geology and Exploitation, Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059, China;

2) Department of Geology, University of Regina, Regina SK Canada S4S 0A2;

3) Yumen Oil-field Company of CNPC, Jiuquan, 735019, China

Abstract

Based on the analysis of geologic background and rock textures, fluid inclusions in the lacustrine hydrothermal sedimentary rock from the Xigou Formation, Lower Cretaceous in the Qingxi sag, Jiuquan basin was studied. The results show that native fluid inclusions in the hydrothermal sedimentary rock are dominated by vapor-liquid types, with minor haploid liquid and haploid vapor inclusions as well as triune inclusions of filial mineral. The mineralizing fluid is NaCl-H₂O hydrothermal brine system. The temperature vary between 90℃ and 200℃, salinities between 8‰ and 22‰ NaCl eq., density between 0.99 g/cm³ and 1.2 g/cm³ and mineralization pressure between 15 MPa and 180 MPa. Sr isotope geochemical analysis suggests that mineralizing fluid was the mixed hot brine consisting of deep circulation descending lake water and magmatic fluid, which was characterized by low—mid temperature, mid—high salinity and mid—high density. This study indicates that ore-forming hydrothermal fluid system which formed hydrothermal sedimentary rocks such as various barite, ankerite and fluorite shows zonation changes in terms of temperature, salinity, density and pressure, decreasing from the main exhalative-channel-branch exhalative-channel-exhalative mouth-near exhalative mouth-distal basin. Based on the analysis of the characteristics of hot fluid, the mineralization mechanism and genesis model of the Early Cretaceous sublacustrine hot fluid in the area is discussed.

Key words: lacustrine hydrothermal sedimentary rock; fluid inclusion; hot fluid; mineralization mechanism; Lower Cretaceous; Qingxi sag