

塔里木盆地顺南4井中硅化热液的地质与地球化学特征

李映涛^{1,2},叶宁^{1,2},袁晓宇³,黄擎宇⁴,苏炳睿⁵,周瑞琦⁶

(1. 成都理工大学 油气藏地质及开发工程国家重点实验室,四川 成都 610059; 2. 成都理工大学 能源学院,四川 成都 610059;
3. 中国石化 石油勘探开发研究院 无锡石油地质研究所,江苏 无锡 214151; 4. 中国石油 勘探开发研究院,北京 100083;
5. 成都理工大学 沉积地质研究院,四川 成都 610059; 6. 四川省煤田地质工程勘察设计院,四川 成都 610059)

摘要:塔里木盆地顺南4井奥陶系鹰山组灰岩取心段中发现有明显的热液蚀变现象和交代硅化特征,溶蚀缝洞、疏松硅质灰岩/硅质岩、热液脉体以及粗大石英晶簇异常发育。通过对取心岩样的地质特征观察,针对热液脉体(方解石脉和石英脉)以及硅质岩样品进行了系统采样,用来进行包裹体测温与测盐、稀土元素和微量元素分析。结果表明,热液流体具有混合性质,由岩浆活动提供热源,地层水提供主要的流体来源,岩浆热液与地层卤水混合后形成了中-低温、高盐度的硅化热液。稀土元素(REE)分析显示,铕异常 δEu 值为0.040~0.118,平均值为0.069,呈强烈负异常,指示了还原的成岩环境。 Sm/Nd 值为0.169~0.256,平均值只有0.194,可见成岩流体应该属于壳源流体。样品REE平均值配分曲线与地壳REE配分曲线趋势高度相似,表明热源来自壳源岩浆,且从其贫 Mg^{2+} 的特征来看属于上地壳(硅铝层)。微量元素特征中 Ba/Sr 值为0.43~19.76,平均值为6.70,变化范围较大,亦反应出流体的相对复杂性, U/Th 值为0.35~4.76,平均值为2.14, Th/U 值为0.21~2.88,平均值为1.03, $\text{Th}/\text{U}-\text{Y}/\text{Ho}$ 的相关性均显示硅化热液属于低温型热液。

关键词:微量元素;稀土元素;硅化热液;流体包裹体;硅质岩;顺南地区;塔里木盆地

中图分类号:TE122.1

文献标识码:A

Geological and geochemical characteristics of silicified hydrothermal fluids in Well Shunnan 4, Tarim Basin

Li Yingtao^{1,2}, Ye Ning^{1,2}, Yuan Xiaoyu³, Huang Qingyu⁴, Su Bingrui⁵, Zhou Ruiqi⁶

(1. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China; 2. Energy College, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China; 3. Institute of Petroleum Geology in Wuxi, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu 214151, China; 4. Research Institution of Petroleum Exploration & Development, PetroChina, Beijing 100083, China; 5. Deposition College, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China; 6. Sichuan Provincial Survey and Design Research Institute of Coalfield Geologic Engineering, Chengdu, Sichuan, 610059, China)

Abstract: Cores from the Ordovician Yingshan Formation limestone in the of Well Shunnan 4 of the Tarim Basin show remarkable signs of hydrothermal alteration and metasomatism of silicon. Dissolved fracture-cavity, loose siliceous limestone/siliceous rock, hydrothermal veins and large quartz crystal cluster were abnormally developed. Observation of geological characteristics of the samples and analyses of fluid inclusion/rare earth elements and trace element, all suggested a mixed origin of the thermal fluids. It is believed that igneous activities provided energy and volcanic thermal fluid together with formation water formed a mixture of low-to-medium temperature and high salinity silicified hydrothermal fluid. REE analyses reveal that δEu values range from 0.040 to 0.118 and average 0.069-negative anomaly that indicates a reductive environments; Sm/Nd ratios range between 0.169 and 0.256 and average 0.194, indicating a crustal diagenetic fluids. The high similarity between the average REE distribution curve of samples and those of earth's crust suggests the origin of heat from magma, and to be more specific, the upper crust as indicated by a lack of Mg^{2+} in the samples. Ba/Sr values range from 0.43 to 19.76 and average 6.70. Such a wide variation means the relative complexity of the fluid. U/Th ratios range from 0.35 to 4.76 and average 2.14. Th/U ratios range from 0.21 to 2.88 and average 1.03. And $\text{Th}/\text{U}-\text{Y}/\text{Ho}$ correlations all indicate that the fluid is of low-temperature type.

Key words: trace element, rare earth element, silicification hydrothermal fluid, fluid inclusion, siliceous rock, Shunnan area, Tarim Basin

收稿日期:2015-08-20;修订日期:2015-10-30。

第一作者简介:李映涛(1986—),男,博士研究生,储层地质与储层地球化学。E-mail:spark5521@qq.com。

基金项目:中国石化西北油田分公司项目(3440008-14-ZC0607-0023)。

硅质岩可按成因分为生物硅质岩、化学(沉积或硅化)硅质岩和凝灰硅质岩^[1]。其中以化学硅质岩中的热水沉积硅质岩最受关注,地质工作者们利用其主要的微量元素与 Si-O 同位素等地球化学方法建立了定量化的沉积环境分析指标^[2-4]。

顺南4井是中国石化西北油田分公司部署在塔里木盆地顺南地区的一口以中-下奥陶统为主要目的层,针对断裂带附近鹰山组“串珠”状异常反射体的重点探井。该区鹰山组下段基岩为致密的泥晶砂屑灰岩,储层类型以次生缝洞型为主。但顺南4井在鹰山组下段内幕灰岩中首次钻遇了一套储集性极好的硅质岩储层,孔隙度达到了 17.5%~20.5%,渗透率高达 $(23.5 \sim 73.4) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ^[5],通过与寒武系原生硅质岩特征对比认为硅化岩为次生交代成因。可见埋藏条件下硅化热液流体对顺南4井的储层改造作用不可忽视,但目前受限于顺南地区勘探程度低且深井取心资料少,不易判断热液作用对储层改造的空间展布特征及其改造规模,因此对于这类硅化岩的研究将是厘清顺南4井硅化热液的流体性质与流体来源的重要途径,并成为后期预测热液控制的碳酸盐岩储层展布的重要依据,有利于下一步勘探工作的展开,应该引起研究人员的足够重视。

对热液的定义一直存在分歧,目前普遍运用的定义为:比地层温度高 5~10℃ 的外部流体^[6]。本文将埋藏期作用于岩石的各种热流体统称为热液(埋藏热液)。热液溶蚀作用对碳酸盐岩储层的改造一直是

近年来国际油气勘探领域中的研究热点,但报道的重点主要侧重于热液白云岩化作用^[7-11]及硫酸盐热化学还原作用(TSR)^[12-13],塔里木盆地乃至整个国内有关热液的研究也多以热液白云岩化作用为主^[14-16],涉及硅化热液流体溶蚀作用的研究较少,针对顺南地区,前人在构造特征^[17]、成藏特征^[18]、地震响应^[19]等方面的研究也已经取得了一定的成果,但有关区域硅化流体的研究还未有见及。

为此,本文以顺南4井为研究对象,针对其在鹰山组第3、第4回次取心中发现的与硅化热液相关的溶蚀作用进行了系统的采样和分析测试工作,拟从地球化学角度确立此类硅化热液流体的识别标准,探讨此类流体的地化性质、示踪流体物质来源,以期为后期勘探提供一定参考价值。

1 区域地质概况

顺托果勒南区块(本文称为顺南区块)位于塔里木盆地塔中 I 号断裂带下盘,塔中北坡的顺托果勒低隆与古城墟隆起的结合部位,属于古城墟隆起的西部斜坡带。紧邻满加尔坳陷生烃区,发育多组 NE 向或 NNE 向走滑断裂(图 1)。整个塔中北坡在寒武纪至早奥陶世时期为一个统一的碳酸盐岩台地,后期受到强烈挤压作用,在中奥陶世后发育了古城墟隆起和顺托果勒低隆,顺南地区位于两大隆起之间过渡的低洼部位。随着后期南部的持续挤压,塔中北坡整体北倾,喜

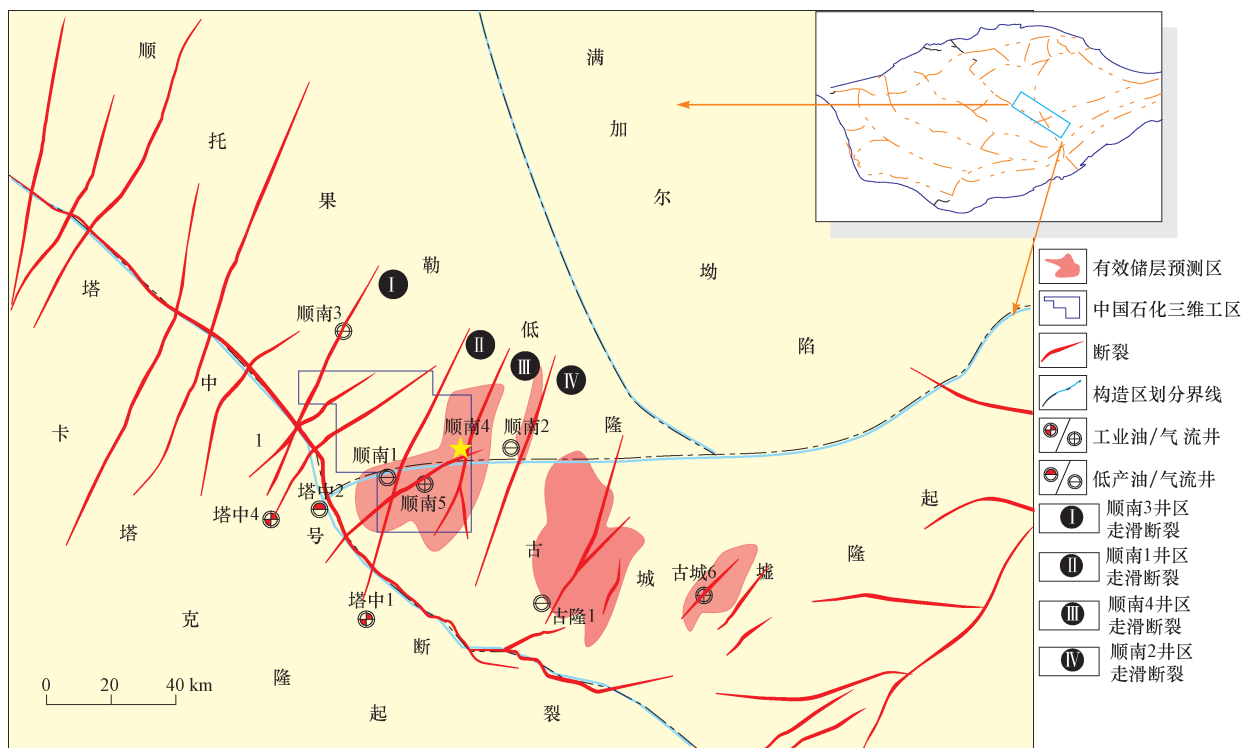


图1 顺南地区构造位置

Fig. 1 Tectonic location of Shunnan area

马拉雅期后,南部挤压作用加剧,致使古城墟隆起再次抬升,塔中北坡彻底北倾,顺南地区也因此由之前的过渡洼陷演化为如今的斜坡构造。该区的 NNE 向与 NE 向走滑断裂以共轭形式出现,前者多断穿整个鹰山组至一间房组顶面(T_7^4),后者多断至石炭系底面(T_6^0),早期为压扭走滑断裂,晚期多为张扭走滑断裂,断裂活动期次较多。

顺南地区奥陶系发育齐全^[20],自下而上为下统蓬莱坝组(O_{1p})、中-下统鹰山组(O_{1-2y})、中统一间房组(O_{2yj})、上统恰尔巴克组(O_{3q})与却尔却克组(O_{3qq})(图 2),中-下奥陶统主要以台地相含膏云岩、白云岩、灰质云岩和灰岩沉积为主,上统恰尔巴克组以发育斜坡相含泥灰岩和瘤状灰岩为主,到了却尔却克组则以混积陆棚相的碎屑岩沉积为主^[12]。顺南 4 井奥

陶系的岩性组合与工区整体地层特征基本一致。

2 样品采集与制备

所有分析样品均来自中国石化西北油田分公司的钻井岩心。样品粉末制备前均通过 X-衍射或是岩相学鉴定。手工将样品在铜碾钵中碾成粉末(过 200 目筛),投入稀盐酸中浸泡,直至将残余碳酸盐岩溶解后离心分离,再用蒸馏水将稀盐酸清洗干净并烘干,最终得到较纯的硅质,目的是为了消除分析结果中存在全岩组分元素特征的干扰,最大限度体现岩样中硅质岩成分的微量元素特征。

微量元素分析在成都理工大学环境与工程学院国家重点实验室内进行。样品的制备过程是先将样品用

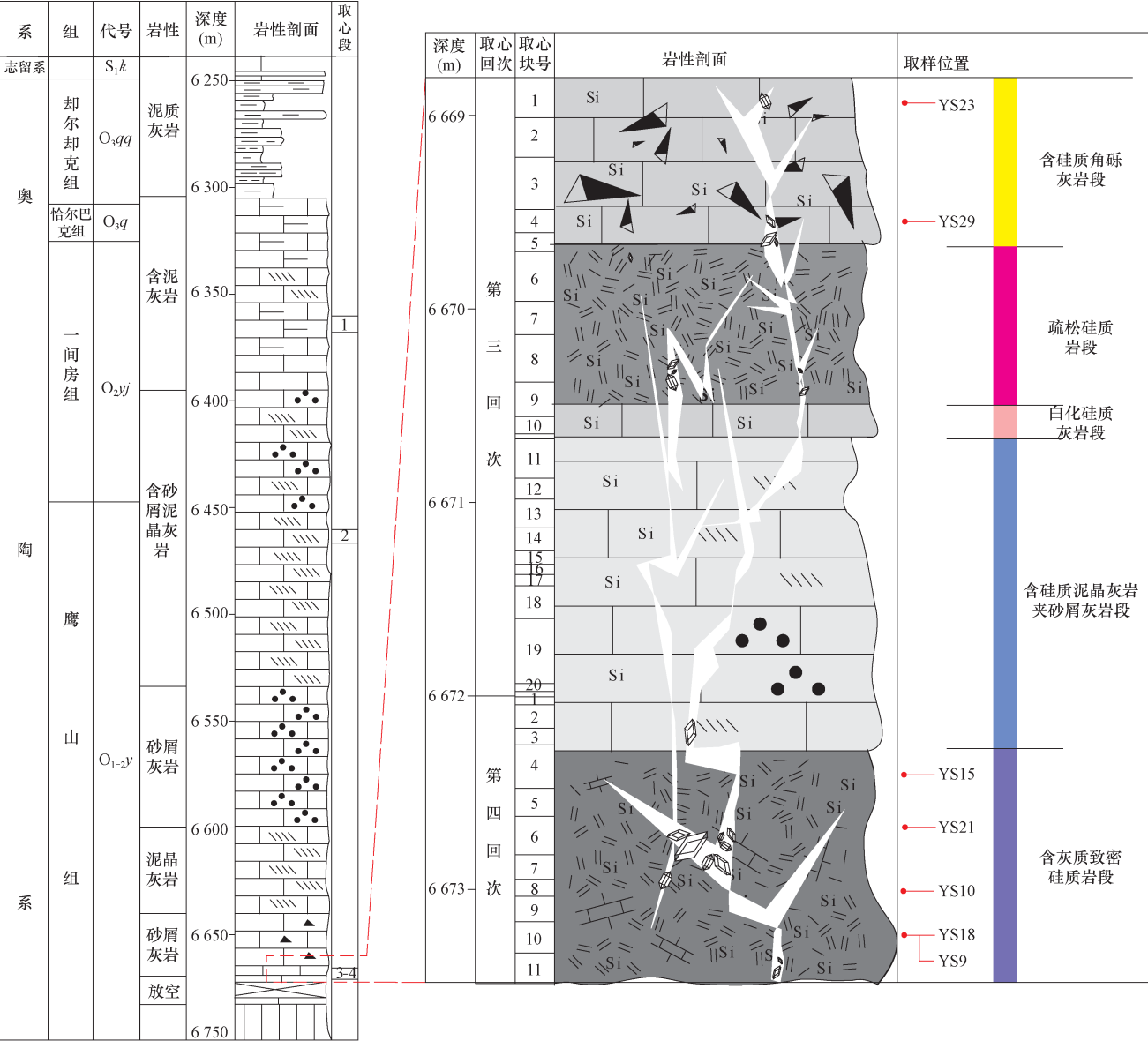


图 2 顺南 4 井奥陶系岩性地层柱状图及取心段岩性示意图
Fig. 2 Lithologic column of the Ordovician in Well Shunnan 4 and schematic diagram showing the lithologies of the cored section in Well Shunnan 4

HCl + HNO₃ 溶解,亦为去除碳酸盐岩等残余杂质,然后用 HF 将硅质溶解,采用 Finnigan MAT Element II 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)分析测试溶液中的离子成分,并以 10×10^{-9} g/g Rh 作为内标,以扣除仪器漂移和基体效应带来的影响,分析误差小于 10%;稀土元素分析过程为先称取 25 mg 硅质样品置于高压密闭溶样装置内,用 1 mL 浓 HF + 0.5 mL 浓 HNO₃ 在加温至 190 °C 时将样品溶解并蒸干,再在 140 °C 条件下,用 5 mL 体积浓度为 30% 的 HNO₃ 提取残余物,同样加入 Rh 为内标,采用美产(PerkinElmer 公司)电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-EOS)测定,误差小于 5%。

3 硅化及热液溶蚀现象的特征与证据

3.1 硅化及热液溶蚀现象的特征

整个顺南地区发育 4 排 NNE 走向的左行走滑断裂带(图 1),且全部断穿基底,这是深部热液流体上行硅化溶蚀的理论前提。顺南 4 井在鹰山组 3、4 回次取心段岩性为深灰色硅质岩,且具有裂缝(高角度构造缝及溶蚀缝)异常发育的特征,硅质交代充填原岩(泥晶砂屑灰岩)且与原岩具有渐变接触关系。其中含硅质砂屑灰岩样品中石英针状晶体呈半自形-自形,以漂浮状分布于原岩之中,该特征在镜下尤为明显,这是硅质岩交代灰岩的一个显著标志(图 3a)。硅化作用明显受到裂缝体系的控制,表现为远离高角度构造缝的部位灰质含量的增加。此外,镜下显示在半自形-他形粒状石英的晶粒间,方解石呈它形粒状分散分布,具有明显的溶蚀交代残余特征(图 3b,c)。扫描电镜下粒间可见少量的板条状石膏和极少量以丝状伊利石为主的粘土矿物充填(这点有别于表生岩溶特征)(图 3d,e)。这种缺乏陆源物质和粘土矿物,且富硅热液持续作用下的成岩环境加速了硅质岩在成岩过程中的新生变形作用,形成了大量自形-双锥状石英晶体,从而发育了大量的晶间孔(图 3f)。同时,热液的沸腾作用导致了大量锥尖微孔的形成(图 3g),这两种孔隙都是典型的天然气的储集空间。沿开启的构造裂缝可见大量蜂窝状溶蚀孔洞伴生(图 3h),大小为 0.1 ~ 5 cm。另有部分构造缝被石英和方解石充填或半充填(图 3i)。个别缝壁和溶洞内生长有粗大的自形石英晶簇,晶体大小范围在 0.1 ~ 0.6 cm(图 3j)。碳酸盐岩地层中的硅化现象是很常见的成岩作用之一,硅化流体也往往会对碳酸盐岩产生不同程度的溶蚀,但多以形成低温下生物(硅藻等)成因的隐晶质团块为主,粗大的自形石英晶体只有在高温下才会形成,因此,从地质特征上可以初步判断硅化热液溶蚀作用可能是形成这类孔洞的主要因素。

另一个热液溶蚀特征是在取心段中发现有结构疏松的硅质灰岩,对样品进行手工碾磨时,凡是受热液改造后的灰岩岩性与常规灰岩相比硬度明显降低,呈疏松结构且极易碾磨,并具有褪色现象,这与热液作用下形成的白化灰岩特征十分相似(图 3k)。另外还有各类充填的脉体,最典型的是巨晶方解石脉和石英脉。

原岩自身原始孔隙结构的差异和裂缝的分布会导致热液对原岩的差异性溶蚀,如果原岩物性较差,则热液的溶蚀范围将受到限制,只能沿裂缝形成蜂窝状的溶蚀孔洞(图 3l)。而物性较好的地层,则可以最大限度地拓展热液的溶蚀能力,形成区域性溶蚀,但深井取心资料珍贵且稀少,难以从横向上准确判断热液作用对顺南 4 井周缘储层的改造规模。

3.2 热液溶蚀作用的地球化学特征

仅靠岩性和充填物等地质特来证明硅化热液对储层改造作用的存在是远远不够的,笔者通过对取心段硅质岩以及缝洞内充填的石英与方解石进行包裹体测温、测盐,稀土和微量元素成分分析,结合前已述及的岩矿特征,试图寻找硅质岩和缝洞充填物中所存留的热液改造的相关证据并揭示流体来源。

3.2.1 包裹体温度和盐度

在硅化岩段采集充填石英样品 15 件,充填方解石样品 13 件,另取有 3 件鹰山组顶部灰岩段的方解石脉样品(SN4F-9, SN4TW-29-1 和 SN4TW-29-2)以作对比。按要求制成双面抛光薄片,通过 Leica 产 DM4500P 型显微镜记录包裹体的形态特征和相态组成,经过观察发现,石英脉和方解石脉,以及溶洞中充填的石英和方解石中均含有大量的包裹体,且石英中包裹体的丰度明显大于方解石中的丰度,室温下以气液两相和富气相包裹体为主。之后,同时对样品进行包裹体测温、测盐分析。首先在 Linkam 产 TS1400XY 型冷热台上测定均一温度和冰点温度。初始升温速率定为 20 °C/min,缓慢加速升温,气泡跳动频率增大后调整为 1 °C/min。对富气包裹体冰点温度进行测定时,首先进行冷冻降温(-50 °C 以下),使其分成气液两相,然后再缓慢匀速升温(1 ~ 5 °C/min),便可得到其冰点温度及均一方式。最后运用 Bodnar^[21]提出的 NaCl 等效溶液盐度换算公式,估算出成岩流体的盐度。

包裹体主要富集于溶洞充填的石英与方解石之中,呈气液两相包裹体与富气包裹体的共生状态,因此包裹体应是在气液不混溶的条件下捕获的。其中气液两相包裹体中气泡成分以 CH₄ 为主,液相成分以水为

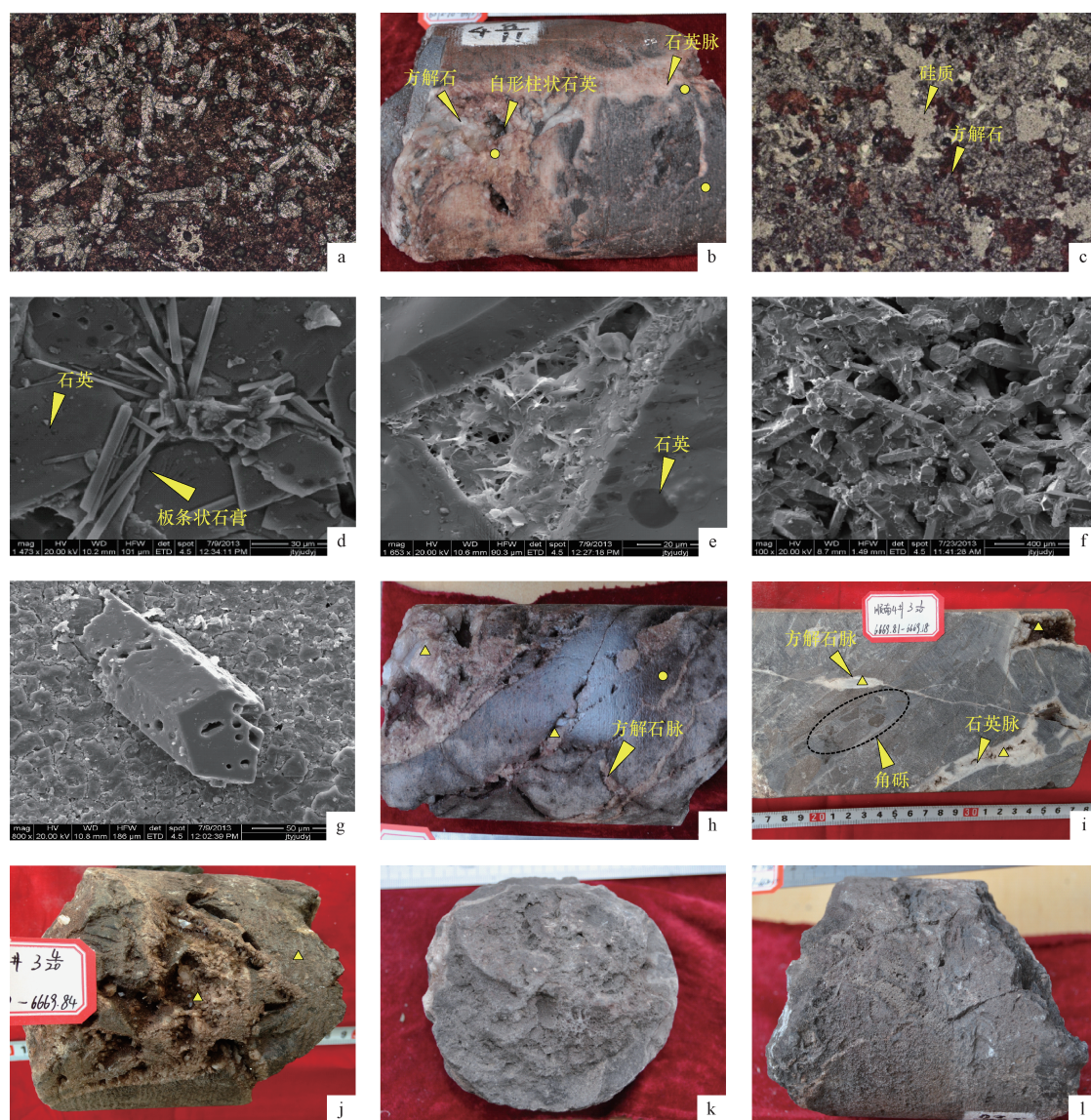


图3 顺南4井岩石学特征

Fig. 3 Petrological characteristics of Well Shunnan 4

a. 含硅质泥晶灰岩,半自形柱状石英呈漂浮状分布,少量它形粒状,其上见点状方解石残余,埋深6 670.69 m;b. 含灰质硅质岩,见一条高角度溶蚀缝,缝宽1.2 cm,被石英全充填,溶洞内半充填自形柱状石英,大小0.6 cm左右,沿石英晶体上生长巨晶方解石,4-8/11,埋深6 672.98~6 673.11 m;c. b.的镜下特征,含灰质硅质岩,方解石10%,石英90%,石英呈半自形柱状、它形粒状,晶间见点状方解石残余(茜素红染色),局部见斑块状方解石,单片光,埋深6 673.01 m;d. 石英晶间充填的板条状石膏,扫描电镜,埋深6 672.98 m;e. 伊利石充填石英晶间孔,扫描电镜,埋深6 672.98 m;f. 疏松硅质岩段扫描电镜特征,石英晶体呈自形双锥状搭建结构,形成大量晶间孔,埋深6 670.48 m;g. 自形双锥状石英晶体上的锥间孔十分发育,埋深6 670.69 m;h. 含灰质硅质岩,高角度构造缝被方解石半充填,沿缝发育大量溶蚀孔洞,洞内充填巨晶方解石,埋深6 672.28~6 672.51 m,4-4/11;i. 含硅质角砾灰岩,见一条细方解石脉切割石英脉,另见一溶洞,大小为5 cm×3 cm×2 cm,沿洞壁生长柱状石英,3-1/20,埋深6 668.75~6 668.92 m;j. 硅质岩,溶洞十分发育,溶洞内生长有粗大的自形石英晶簇,3-4/20,埋深6 669.54~6 669.66 m;k. 硅质灰岩,发育蜂窝状溶孔,结构疏松,存在明显的热液蚀变的白化现象,3-10/20,埋深6 670.66~6 670.75 m;l. 硅质岩,结构疏松,溶蚀微孔呈蜂窝状发育,3-7/20,埋深6 670.09~6 670.21 m

(照片c,d,h和i来自中国石化西北油田分公司勘探开发研究院,●代表地化取样点,▲代表包裹体取样点)

主;富气相包裹体以 CH_4 和 CO_2 为主(图4)。

石英中包裹体的大小为4.7~16.4 μm ,平均值为10.1 μm ;盐度的变化范围在11.2%~30%(NaCl平衡浓度),平均值为18.3%(表1)。方解石中包裹体的大小范围为3.4~16 μm ,平均值为6.8 μm ,盐度变化范围为6.7%~32.8%,平均值为19.4%(表2)。两种宿主矿体中的包裹体都具有较高的盐度且变化范

围跨度都较大,高盐度的特征同塔里木盆地中-下寒武统广泛发育的蒸发岩层间卤水性质形似,而关于盐度范围变化大的情况,一种解释是成岩流体可能是由两种或多种流体混合而成^[22-23];此外,也有人将其解释为热液在上涌致断裂的低压处时,由于压差增大而分离成气相和液相两种,前者盐度低而后者盐度高^[24]。

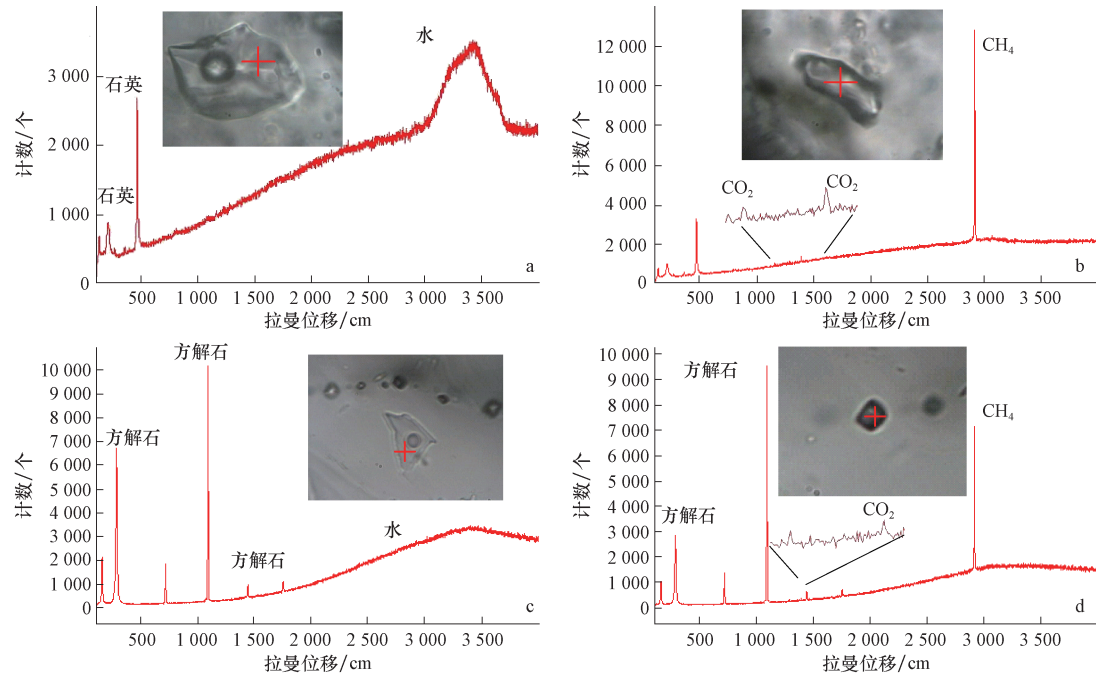


图 4 顺南 4 井石英与方解石中各类包裹体显微特征及成分拉曼光谱

Fig. 4 Microscopic characteristics and Raman spectra of inclusions in quartz and calcite in Well Shunnan 4

a. 石英中的气液两相包裹体;b. 石英中的富气包裹体;c. 方解石中的气液两相包裹体;d. 方解石中的富气包裹体

石英流体包裹体的均一温度范围为 201 ~ 252 ℃ , 平均值为 219 ℃。方解石的流体包裹体均一温度范围为 197 ~ 256 ℃,平均值为 217 ℃,这样的流体温度已经高出了一般指示热液成岩环境的鞍型白云石的成岩温度(100 ~ 180 ℃)^[25]。总体上看硅质岩段的包裹体均一温度与深度相关性不大,并未发现均一温度随深

度变化的趋势,但位于鹰山组顶部方解石脉的三块样品均一温度平均值仅为 169 ℃,侧面反映了流体自下而上的改造趋势,云露等认为这与岩性结构对热液改造的控制有关^[26]。

由于塔里木盆地晚二叠世岩浆活动频繁,顺南地区地上奥陶统中多见侵入体的地震反射特征。漆立新

表 1 顺南 4 井石英流体包裹体均一化温度和盐度测定数据

Table 1 Measurement of homogeneous temperature and salinity of fluid inclusions from quartz in Well Shunnan 4

序号	样号	$T_h/^\circ\text{C}$	$T_m/^\circ\text{C}$	盐度/%
1	SN4TH-1-1	213	-31.9	29.9
2	SN4TH-1-2	219.5	-23.0	23.9
3	SN4TH-1-3	227.8	-17.8	20.2
4	SN4TH-9	218.1	-17.2	17.7
5	SN4F-10-1	201.1	-8.5	12.2
6	SN4F-10-2	219.8	-11.7	15.7
7	SN4F-10-3	225.8	-11.2	15.1
8	SN4F-9-1	206.1	-16.3	18.1
9	SN4F-9-2	238.3	-8.9	12.7
10	SN4F-9-3	251.9	-10.1	14.2
11	SN4F-10-1	200.9	-10.0	14.0
12	SN4F-10-2	208.4	-8.3	11.9
13	SN4F-10-3	212.2	-8.5	11.2
14	SN4F-10-4	216.9	-9.6	13.3
15	SN4F-10-5	227.4	-9.9	13.4

注:测定的对象均属同生包裹体,代表宿主矿物的成矿温度,其中冰点温度和均一温度均为视域内 3 ~ 9 个同类包裹体的测温平均值。 T_h 为均一温度; T_m 为冰点温度;盐度为 NaCl 平衡浓度

表 2 顺南 4 井方解石流体包裹体均一化温度和盐度测定数据

Table 2 Measurement of homogeneous temperature and salinity of fluid inclusion from calcite samples in Well Shunnan 4

序号	样号	$T_h/^\circ\text{C}$	$T_m/^\circ\text{C}$	盐度/%
1	SN4TW-8	166.6	-11.3	15.0
2	SN4TW-29-1	162.1	-13.7	17.3
3	SN4TW-29-2	177.2	-14.7	18.3
4	SN4TH-1-1	159.1	-29.2	23.3
5	SN4TH-1-2	197	-25.8	28.5
6	SN4TH-1-3	212.5	-31	29.4
7	SN4TH-1-4	197.9	-4.2	6.7
8	SN4TH-1-5	228.4	-7.95	11.2
9	SN4TH-1-6	220.7	-36.1	32.8
10	SN4TH-19-1	197.5	-26.3	26.4
11	SN4TH-19-2	236.1	-14.8	17.3
12	SN4TH-19-3	256.4	-9.02	12.9
13	SN4F-10-1	221.7	-8.4	12.2
14	SN4F-10-2	216.54	-8.8	12.6
15	SN4F-9-1	198.6	-21.6	22.8
16	SN4F-9-2	231.7	-17.1	20.0

注:测定的对象均属同生包裹体,代表宿主矿物的成矿温度,其中冰点温度和均一温度均为视域内 3 ~ 9 个同类包裹体的测温平均值。 T_h 为均一温度; T_m 为冰点温度;盐度为 NaCl 平衡浓度

将顺南地区存在的浆岩活动归结为未拱破-侵入型模式^[5]。因此高温热源可能来自岩浆体系,但从缺乏高温热液矿物(铅锌矿、闪锌矿)的特征来看,岩浆热液并非直接参与成岩作用,地层卤水仍是主要的成岩流体来源,即岩浆热液作为热源与地层卤水混合后,加热了地层内卤水温度的同时又降低了其盐度。对比两种宿主矿物包裹体的均一温度和盐度数据(图5),也发现其具有明显的混合流体特征,并具有十分接近的趋势(随着盐度的升高温度呈微弱降低趋势),反应了相似的流体性质并预示了流体可能会随着混合程度的加深而向低温度高盐度的特征发展。

3.2.2 稀土元素

全部样品的稀土元素(REE)含量 ΣREE 范围为 $(2.445 \sim 11.171) \times 10^{-6}$,平均值为 5.503×10^{-6} (表3)。可以看出取心段硅质岩样品的 ΣREE 不算很高,沿缝壁生长的自形柱状石英 ΣREE 明显高于致密硅质岩,但相同产状样品之间 ΣREE 的差值不大。配分曲线上来看,无论是球粒陨石标准化后(图6a)或是北美页岩标准化后(图6b),曲线呈右倾趋势,且形态基本一致,亦反映了成岩环境的同一性。铈异常 δCe 值为 $0.888 \sim 0.940$,平均值为 0.921 ,呈微弱异常。鉴于海水具有强烈的Ce亏损特征(海水中的Ce常以 Ce^{4+} 形式存在,其化合物在海水中溶解度很小,不宜保留在海水中),说明顺南4井的硅质岩段在物质来源方面几乎没有体现海水沉积的特征。铕异常 δEu 值范围为 $0.040 \sim 0.118$,平均值为 0.069 ,呈强烈负异常,指示了还原的成岩环境。 $(\text{Nd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值范围为 $3.135 \sim 5.330$,平均值为 4.144 ,轻重稀土元素比 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 值范围为 $6.818 \sim 9.146$,平均值为 7.943 ,两个参数均反映出REE曲线具有轻稀土富集,重稀土亏损的特点^[27]。北美页岩标准化后的Ce异常值(Ce_{anom}),

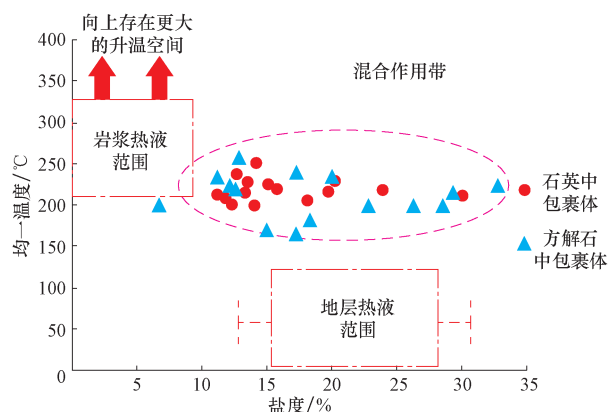


图5 顺南4井石英与方解石流体包裹体均一温度-盐度交汇图
(据文献[23]修改)

Fig. 5 Cross plot of homogenization temperature vs. salinity of inclusions from quartz and calcite Well Shunnan 4^[23]

取值范围为 $-0.05 \sim -0.03$,全部大于 -0.1 ,说明Ce微弱富集且同样指示了成岩环境为缺氧的还原环境^[28]。

Sm/Nd 值是反应物质来源的重要参数,地幔的 Sm/Nd 值范围在 $0.260 \sim 0.375$,而源于壳层沉积物的 Sm/Nd 值一般低于 0.3 ,样品的 Sm/Nd 值范围为 $0.169 \sim 0.256$,平均值只有 0.194 ,可见成岩流体应该属于壳源流体。为了验证这一结果,笔者将样品的REE平均值与各类地壳的REE数据同时进行球粒陨石标准化,并制成配分曲线成图对比(图6c),结果发现其配分曲线形态高度相似,因此可以认为硅质岩成岩流体的热源来自壳源岩浆,且从其贫 Mg^{2+} 的特征来看属于上地壳(硅铝层)。

3.2.3 微量元素

微量元素在地质体中的分配和富集规律可以有效地帮助我们判断其物源及成因^[32],一些元素的比值也作为判断成岩环境的重要参数而被地质学家们广泛应用^[33-36]。样品的微量元素分析结果及一些重要比值参数见表4。

Ba和Sr的含量相对最高,平均含量分别为 131.543×10^{-6} 和 22.957×10^{-6} ,两者在化学性质上十分相似,且均属于沉积岩中丰度较高的元素。但观察中只见到少量Ba的独立矿物(如重晶石),分析认为由于Ba常常是与含F的气体或溶液共同转移至热液矿脉中,并最终形成代表高温热液成因的萤石-重晶石矿脉组合^[37-39],但岩浆热液中析出F并生成萤石的温度要求高达 $300 \sim 400^\circ\text{C}$,远远高于样品测试所得的成岩温度,这从侧面证实了岩浆热液并非主要的成矿流体。

将样品的微量元素以及部分REE进行地壳标准化后制成蜘蛛网图(图6d),可见硅质岩呈微弱右倾的趋势,这反映了硅化流体具有地壳内部流体的性质,而其微量元素含量相对于地壳微量元素含量平均值明显偏低,这是岩浆热液的又一个显著特征,因此可以推断硅化热液是地层内部卤水与岩浆热液混合的产物。此外,硅质岩具有明显的U富集特征,火成岩中U含量是随Si的含量增加而升高的,往往还可以反映其物质来源。地幔U含量为 0.024×10^{-6} ^[40],而地壳U含量为 1.3×10^{-6} (也有资料报道为 0.91×10^{-6} ^[41]),然而单纯通过火成岩标准是不能解释高U异常的。从成岩过程判断,还原环境下更有利于U的富集。且热液作用中U可以高度富集,但是高温热液时U会生成挥发性化合物而难以富集,因此U主要在中低温热液阶段以 U^{6+} 的 $(\text{UO})^{2+}$ 络离子的形式开始富集,并常常由于其与Th和REE等元素在地球化学性质上的较大差异而分异,中低温的热液环成岩境应该是高U特征更

表 3 顺南 4 井硅质岩样品稀土元素分析结果
Table 3 REE compositions of siliceous rock samples in Well Shunnan 4

10⁻⁶

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
YS29	0.830	1.520	0.190	0.620	0.120	0.070	0.230	0.016	0.070	0.019	0.050	0.007	0.060	0.008	3.81
YS15	0.540	1.000	0.120	0.390	0.100	0.020	0.140	0.010	0.050	0.008	0.029	0.003	0.031	0.004	2.445
YS21	0.880	1.600	0.170	0.530	0.100	0.031	0.160	0.018	0.110	0.016	0.060	0.008	0.047	0.006	3.736
YS10	0.870	1.600	0.180	0.630	0.120	0.043	0.230	0.020	0.090	0.019	0.060	0.006	0.070	0.010	3.948
YS18	0.970	1.810	0.200	0.750	0.130	0.022	0.180	0.021	0.090	0.025	0.070	0.009	0.070	0.007	4.354
YS9	2.040	3.740	0.420	1.530	0.280	0.090	0.410	0.039	0.200	0.041	0.130	0.026	0.100	0.013	9.059
YS23	2.580	4.740	0.530	1.830	0.310	0.080	0.400	0.045	0.260	0.050	0.170	0.021	0.130	0.025	11.171
REE 平均值	1.244	2.287	0.259	0.897	0.166	0.051	0.250	0.024	0.124	0.025	0.081	0.011	0.073	0.010	5.503
平均地壳	20	43	—	20	3.9	1.1	3.7	0.6	3.6	—	2.1	—	1.9	0.3	—
平均上地壳	31	63	—	27	4.7	1	4	0.7	3.9	—	2.3	—	2	0.31	—
上地壳岩浆	34	64	—	26	5	1	4.1	ND	ND	—	ND	—	1.9	ND	—
新生地壳	7.8	17.9	—	11	2.9	1	2.8	0.5	3	—	1.8	—	1.7	0.3	—
球粒陨石	0.310	0.808	0.122	0.600	0.165	0.735	0.259	0.047	0.322	0.072	0.210	0.032	0.209	0.032	3.923
北美页岩	32	73	7.9	33	5.7	1.24	5.2	0.85	5.8	1.04	3.4	0.5	3.1	0.48	173.21

注:REE 数据由中国石化西北油田分公司勘探开发研究院提供,除 YS9 和 YS23 为沿缝壁生长的自形柱状石英,其余均为致密硅质岩,分析单位是中国地质科学院,北京。地壳数据来自 C. J. Hawkesworth 和 A. I. S. Kemp^[29],ND 为不确定。球粒陨石的数据采用 W. V. Boynton^[30] 提出的推荐值,北美页岩数据采用 L. A. Haskin^[31] 提出的 40 个北美页岩平均值

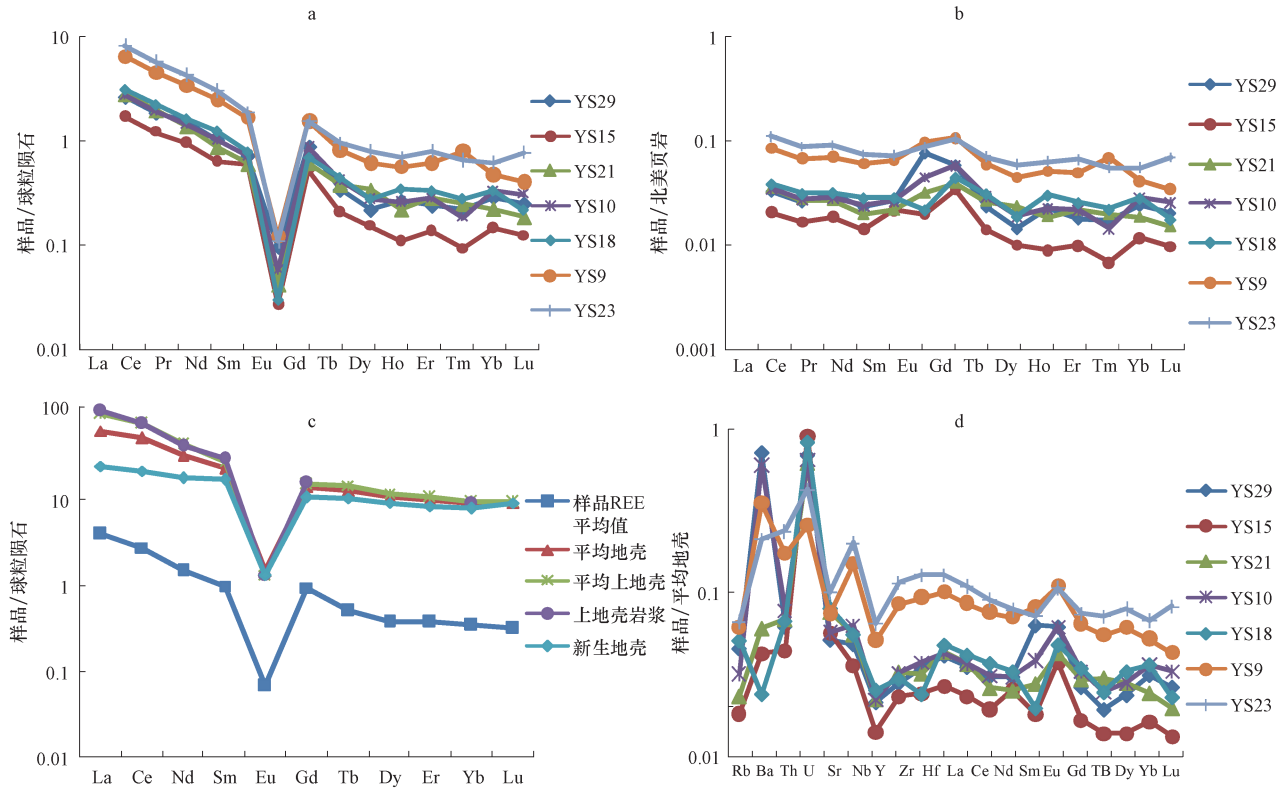


图 6 顺南 4 井硅质岩稀土配分模式

Fig. 6 REE patterns of the siliceous rock samples of Well Shunnan 4

合理的解释,这也与前已述及的包裹体测温数据相符。

Ba/Sr 值范围为 0.43 ~ 19.76,平均值为 6.70;U/Th 值范围为 0.35 ~ 4.76,平均值为 2.14。正常海相沉积岩中的 Ba/Sr 值基本小于 1,研究区硅质岩的 Ba/

Sr 值显示偏向于热液成因,变化范围较大也可以看出流体成分相对复杂,并可能带有原岩海相成因的微量元素组分特征。U/Th 值是分析沉积环境的有效参数,一般沉积岩的 U/Th 值小于 1,但与热水沉积有关的沉

表 4 顺南 4 井硅质岩样品个别微量元素分析结果

Table 4 Trace element compositions of siliceous rock samples from Well Shunnan 4

10⁻⁶

样品	Th	U	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Y	Ho	Zr	Ba	Rb	Sr	Pb	Ba/Sr	U/Th	Th/U	Y/Ho
YS29	0.35	0.90	5.28	4.29	3.14	2.38	21.10	0.41	0.019	3.72	328.00	2.25	16.60	7.37	19.76	2.57	0.39	21.58
YS15	0.25	1.19	4.36	2.08	3.62	1.26	4.52	0.27	0.008	3.06	19.40	0.90	18.40	10.90	1.05	4.76	0.21	33.75
YS21	0.39	0.81	2.32	3.21	4.89	1.21	6.72	0.43	0.016	4.38	27.90	1.16	24.70	2.16	1.13	2.08	0.48	26.88
YS10	0.44	0.84	2.39	3.58	3.26	1.74	5.53	0.43	0.019	4.32	275.00	1.59	18.60	5.94	14.78	1.91	0.52	22.63
YS18	0.38	1.09	4.34	3.12	5.41	2.34	2.24	0.49	0.025	3.98	11.10	2.53	26.00	2.00	0.43	2.87	0.35	19.60
YS9	0.98	0.34	3.99	5.47	2.95	3.19	6.33	0.98	0.041	11.30	162.00	3.02	24.00	5.20	6.75	0.35	2.88	23.90
YS23	1.34	0.56	3.76	4.30	5.81	2.92	9.30	1.24	0.050	15.30	97.40	3.28	32.40	5.46	3.01	0.42	2.39	24.80
平均值	0.59	0.82	3.78	3.72	4.15	2.15	7.96	0.61	0.030	6.58	131.54	2.10	22.96	5.58	6.70	2.14	1.03	24.73

积岩 U/Th 值大于 1,研究区硅质岩的 U/Th 值除了沿缝壁生长的石英样品小于 1 外,其余均大于 1,亦说明样品并非海水成因的硅质岩,与热液成岩作用更为相符。

此外,我们还可以通过 Th/U 值来判断成岩时期的氧化还原化境以及物质来源^[42-45],缺氧环境下 Th/U 值为 0~2,强氧化环境下为 8,本区样品的 Th/U 值范围为 0.21~2.88,平均值为 1.03,同样指示硅质岩的成岩环境因为缺氧的埋藏环境。海相沉积硅质岩的 Th/U 值很高,但如果硅质流体来自地壳,则其 Th/U 值会很低,亦说明硅质流体来自地壳,这同上述稀土分析所反映的结果相符。正常海相沉积的硅质岩与热液成因的硅质岩(硅化岩)在 Th/U-Y/Ho 的交汇图中分布区域是完全不同的(图 7),可以看出顺南 4 井样品投点完整地落在热液成因区域。

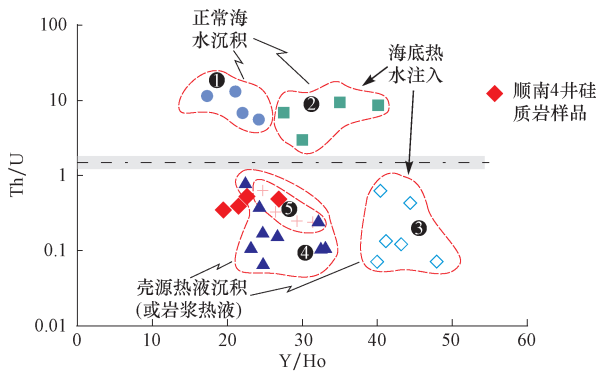


图 7 顺南 4 井硅质岩样品 Th/U-Y/Ho 交汇图

Fig. 7 Cross plot of Th/U-Y/Ho of siliceous rock samples in Well Shunnan 4

- ①陈永权^[46],塔东下寒武统层状硅质岩,成因:正常海水沉积;
②李庆^[47],塔西北中寒武统硅质岩,成因:正常海水沉积/有海底热水注入;③于炳松^[48],肖尔布拉克剖面下寒武统硅质岩,成因:深部热源/热水注入;④陈永权^[46],塔东上寒武统交代残余结构硅化岩,成因:地壳内部热液/岩浆热液;⑤陈永权^[46],塔东上寒武统放射状硅化岩,成因:地壳内部热液/岩浆热液

4 结论

1) 在溶洞充填的石英中,盐度的变化范围在 11.2%~30%(NaCl 平衡浓度),平均值为 19.3%。气液两相盐水包裹体中气泡成分以 CH₄ 为主,液相成分以水为主。富气相包裹体以 CH₄ 和 CO₂ 为主,均一温度范围为 151~252℃,平均值为 206℃。方解石中包裹体的盐度变化范围为 6.7%~32.8%,平均值为 19.9%,均一温度范围为 152~256℃,平均值为 199℃。两种宿主矿物包裹体的温度、盐度范围都很相近,反应了相似的流体来源,分析认为具有混合流体性质,由岩浆活动提供热源,地层水提供主要的流体来源,岩浆热液与地层卤水混合后形成了中-低温、高盐度的硅化热液。

2) 全部样品的稀土元素含量 ΣREE 范围为 (2.445~11.171)×10⁻⁶,平均值为 5.503×10⁻⁶,ΣREE 不算很高,沿缝壁生长的自形柱状石英 ΣREE 明显高于致密硅质岩,但相同产状样品之间 ΣREE 的差值不大。配分曲线上来看,曲线呈右倾趋势,且形态基本相似,亦反映了成岩环境的相似性。样品 REE 平均值配分曲线与地壳 REE 配分曲线趋势高度相似,表明热源来自壳源岩浆,且从其贫 Mg²⁺ 的特征来看属于上地壳(硅铝层)。

3) 微量元素特征中 Ba/Sr 值范围为 0.43~19.76,平均值为 6.70,变化范围较大亦反应流体的相对复杂性,U/Th 值范围为 0.35~4.76,平均值为 2.14,Th/U 值范围为 0.21~2.88,平均值为 1.03,Th/U-Y/Ho 的相关性均显示硅化热液属于低温型热液。

4) 顺南地区 NEE 向走滑断裂及其伴生的断裂系统可提供热液运移的重要通道,地层卤水经岩浆加热循环后可形成具有很强溶蚀作用的酸性热水,同时原本缓慢进行的水岩反应也可能会因此而加速,从而在碳酸盐岩地层内形成大量的溶蚀孔隙,溶蚀的强弱程度则因岩性而异,颗粒灰岩往往是优先

蚀变的对象,但受勘探程度限制,目前还不易判断热液溶蚀作用对顺南地区储层改造的空间展布特征及改造规模,因此对顺南4井硅化热液溶蚀作用的研究将成为后期预测热液主控的碳酸盐岩储层展布的重要依据。

参 考 文 献

- [1] 马文辛,刘树根,黄文明,等. 渝东地区震旦系灯影组硅质岩结构特征与成因机理[J]. 地质学报,2014,88(2):239-253.
Ma Wenxin, Liu Shugen, Huang Wenming, et al. Fabric characteristics and formation mechanism of chert in Sinian dengying formation, eastern Chongqing[J]. Acta Geologica Sinica, 2014, 88(2):239-253.
- [2] 戢兴忠,李楠,张闯,等. 勉略构造带硅质岩元素地球化学特征及其形成环境[J]. 岩石学报,2014,30(9):2619-2630.
Ji Xingzhong, Li Nan, Zhang Chuang, et al. Elemental geochemistry characteristics and forming environment of cherts in the Mianlue tectonic zone[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30(9):2619-2630.
- [3] Murray RW. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications[J]. Sedimentary Geology, 1994, 90(3-4):213-232.
- [4] Baldwin GJ, Thurston PC, Kamber BS. High-precision rare earth element, nickel, and chromium chemistry of chert microbands pre-screened with in-situ analysis[J]. Chemical Geology, 2011, 285(1-4):133-143.
- [5] 漆立新. 塔里木盆地地下古生界碳酸盐岩大油气田勘探实践与展望[J]. 石油与天然气地质, 2014, 35(6):771-780.
Qi Lixin. Exploration practice and prospects of giant carbonate field in the Lower Paleozoic of Tarim Basin[J]. 2014, 35(6):771-780.
- [6] Machel H G, Lonnee J. Hydrothermal dolomite: A product of poor definition and imagination[J]. Sedimentary Geology, 2002, 152(3-4):163-171.
- [7] Swennen, Vandeginstea, Ellam. Genesis of zebra dolomites (Cathedral Formation; Canadian Cordillera Fold and Thrust Belt, British Columbia) [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2003, 78:571-577.
- [8] Luczaj J A. Evidence against the Dorag (mixing-zone) model for dolomitization along the Wisconsin arch-A case for hydrothermal diagenesis [J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11):1719-1738.
- [9] Darry L G, Green Eric W, Mountjoy. Fault and conduit controlled burial dolomitization of the Devonian west-central Alberta Deep Basin [J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 2005, 53(2):101-128.
- [10] Davies Smith. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An Overview [J], AAPG Bulletin, 2006, 90(11):1641-1690.
- [11] Boni, Parente, Bechstadt, et al. Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event [J], Sedimentary Geology, 2000, (131):181-200.
- [12] Cai Chunfang, Worden R H, Bottrell S H, et al. Thermochemical sulphate reduction and the generation of hydrogen sulphide and thiols (mercaptans) in Triassic carbonate reservoirs from the Sichuan Basin, China [J]. Chemical Geology, 2003, 202(1):39-57.
- [13] Machel H G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new insights [J]. Sedimentary Geology, 2001, 120(1-2):143-175.
- [14] 焦存礼,何治亮,邢秀娟,等. 塔里木盆地构造热液白云岩及其储层意义[J]. 岩石学报, 2011, 27(1):277-284.
Jiao Cunli, He Zhiliang, Xing Xiujuan, et al. Tectonic hydrothermal dolomite and significance of reservoirs in Tarim basin [J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(1):277-284.
- [15] 张军涛,胡文瑄,王小林,等. 塔里木盆地西北缘寒武系中热水白云石团块特征及成因研究[J]. 地质学报, 2011, 85(2):234-245.
Zhang Juntao, Hu Wenxuan, Wang Xiaolin, et al. Character and origin of Cambrian Hydrothermal dolomite conglomeration in the north-western margin of Tarim Basin [J]. Acta Geologica Sinica. 2011, 85(2):234-245.
- [16] 朱东亚,金之钧,胡文瑄. 塔中地区热液改造型白云岩储层[J]. 石油学报, 2009, 30(5):698-704.
Zhu Yadong, Jing Zhijun, Hu Wenxuan. Hydrothermal alteration dolomite reservoir in Tazhong area [J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 30(5):698-704.
- [17] 黄太柱. 塔里木盆地塔中北坡构造解析与油气勘探方向[J]. 石油实验地质, 2014, 36(3):0257-0267.
Huang Taizhu. Structural interpretation and petroleum exploration targets in northern slope of middle Tarim Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2014, 36(3):0257-0267.
- [18] 沙旭光,马庆佑,吕海涛,等. 塔里木盆地古城墟隆起奥陶系油气成藏特征及主控因素[J]. 海相油气地质, 19(2):15-26.
Sha Xuguang, Ma Qingyou, Lv Haitao, et al. Hydrocarbon accumulation and main controlling factors of Ordovician reservoir in Guchengxu uplift, Tarim Basin [J]. Marine Origin Petroleum Geology, 19(2):15-26.
- [19] 宋桂桥,马灵伟,李宗杰,等. 基于随机介质正演模拟的塔中顺南地区风化石储层地震响应特征分析[J]. 石油物探, 2013, 52(3):307-312.
Song Guiqiao, Ma Linwei, Li Zongjie, et al. Modeling based on stochastic medium analysis on seismic response characteristics of weathering crust reservoirs in Shun Nan area, Ta Zhong [J]. Geophysical Prospecting For Petroleum, 2013, 52(3):307-312.
- [20] 蔡尧尧,钱一雄,陈强路,等. 塔里木盆地古隆1井奥陶系哈尔巴克组与一间房组的发现及意义[J]. 石油实验地质, 2011, 33(4):348-358.
Cai Xixiao, Qian Yixiong, Chen Qianglu, et al. Discovery and significance of Qrebake and Yijiangfang Formation of Ordovician in well GL1, Tarim Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2011, 33(4):348-358.
- [21] Bodnar R J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 57(3):683-684.
- [22] Gonzalez Partida E, Carrillo Chavez E A, Grimmer J O W, et al. Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: Products of mississippi valley type processes [J]. Ore Geology Reviews, 2003, 23(3-4):107-124.
- [23] 潘文庆,胡秀芳,刘亚雷,等. 塔里木盆地西北缘奥陶系碳酸盐岩中两种来源热流体的地质与地球化学证据[J]. 岩石学报, 2012, 28(8):2515-2524.
Pan Wenxiu, Hu Xiufang, Liu Yalei, et al. Geological and geochemical

- cal evidences for two sources of hydrothermal fluids found in Ordovician carbonate rocks in northwestern Tarim Basin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(8): 2515–2524.
- [24] Canet C, Franco SI, Prol Ledesma RM, et al. A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolanos Ag-Au-Pb-Zn epithermal deposit, western Mexico[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2011, 110(2): 118–125.
- [25] Graham R, Davies, Langhorne B, Smith Jr. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview[J]. *AAPG Bulletin*, 2006, 90(11): 1641–1690.
- [26] 云露, 曹自成. 塔里木盆地顺南地区奥陶系油气富集与勘探潜力[J]. *石油与天然气地质*, 2014, 35(6): 788–798.
- Yun Lu, Cao Zicheng. Hydrocarbon enrichment pattern and exploration potential of the Ordovician in Shunnan area, Tarim Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 2014, 35(6): 788–798.
- [27] Mills R, Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59: 3511–3524.
- [28] Elderfield H, Greaves M J. The rare earth elements in seawater[J]. *Nature*, 1982, 296(18): 214–219.
- [29] Hawkesworth C J, Kemp A I S. Evolution of the continental crust[J]. *Nature*, 2006, October vol443: 811–816.
- [30] Boynton WV. Cosmochemistry of the rare earth elements; Meteorites studies[J]. *Development in Geochemistry*, 1984: 63–114.
- [31] Haskin M A, Haskin L A. Rare earth in European shales; a re-determination[J]. *Science*, 1966, 154: 507–509.
- [32] Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environment of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimento terranes[J]. *Sedimentary Geology*, 1987, 52(12): 65–108.
- [33] Peter J M, Scott S. Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California[J]. *Canadian Mineralogist*, 1988, 26: 567–587.
- [34] Rona P A. Hydrothermal mineralization of oceanic ridges[J]. *Canadian Mineralogy*, 1988, 26(3): 447.
- [35] Marchig V. Some geochemistry indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments[J]. *Marine Geology*, 1982, 58(3): 241–256.
- [36] Roma P A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust[J]. *Economic Geology*, 1987, 73(2): 135–160.
- [37] Lavoie D, Morin C. Hydrothermal dolomitization in the Lower Silurian Sayabec Formation in north Gaspé-Matapédia (Quebec): Constraint on timing of porosity and regional significance for hydrocarbon reservoirs[J]. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 2004, 52(3): 256–269.
- [38] Smith L B. Origin and reservoir characteristics of upper Ordovician Trenton-black river hydrothermal dolomite reservoirs in New York [J]. *AAPG Bulletin*, 2006, 90(11): 1691–1718.
- [39] Lonnee J, Machel H G. Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada[J]. *AAPG Bulletin*, 2006, 90(11): 1739–1761.
- [40] MC Donough, Sun Ringwood A E. Potassium rubidium and cesium in the earth and moon and the evolution of the mantle of the earth[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56(3): 1001–1012.
- [41] Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks[M]. Oxford: Blackwell 1985: 312.
- [42] McLennan S M, Taylor S R. Th and U in sedimentary rocks crustal evolution and sedimentary recycling[J]. *Nature*, 1980, 285(5767): 621–624.
- [43] McLennan S M, Taylor S R. Sedimentary rocks and crustal evolution tectonic setting and secular trends[J]. *Journal Geology*, 1991(1): 1–21.
- [44] McLennan S M, Taylor S R, McCulloch M T. Geochemical and Nd and Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1990, 54(7): 2015–2052.
- [45] 朱传玲, 闫华, 云露, 等. 塔里木盆地沙雅隆起星火1井寒武系烃源岩特征[J]. *石油实验地质*, 2014, 36(5): 626–632.
- Zhu Chuanling, Yan Hua, Yun Lu, et al. Characteristics of Cambrian source rocks in well XH1, Shaya Uplift, Tarim Basin[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 2014, 36(5): 626–632.
- [45] 陈永权, 蒋少涌, 周新源, 等. 塔里木盆地寒武系层状硅质岩与硅化岩的元素、 $\delta^{30}\text{Si}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 地球化学研究[J]. *地球化学*, 2006, 39(2): 159–170.
- Chen Yongquan, Jiang Shaoyong, Zhou Xinyuan, et al. $\delta^{30}\text{Si}$, $\delta^{18}\text{O}$ and elements geochemistry on the bedded siliceous rocks and cherts in dolostones from Cambrian strata, Tarim Basin[J]. *Geochimica*, 2006, 39(2): 159–170.
- [46] 李庆, 胡文瑄, 张军涛, 等. 塔里木盆地西北缘中寒武统硅质岩特征与形成环境[J]. *矿物学报*, 2010, 30(3): 293–302.
- Li Qing, Hu Wenxuan, Zhang Juntao, et al. Petrological and geochemical characteristics of chert from the Middle Cambrian in the Tarim Basin and its implication for sedimentary and tectonic environments[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2010, 30(3): 293–302.
- [47] 余炳松, 陈建强, 李兴武, 等. 塔里木盆地肖尔布拉克剖面下寒武统底部硅质岩微量元素和稀土元素地球化学及其沉积背景[J]. *沉积学报*, 2004, 22(1): 59–67.
- Yu Bingsong, Chen Jianqiang, Li Xingwu, et al. Rare earth and trace element patterns in bedded-cherts from the bottom of the Lower Cambrian in the Northern Tarim Basin Northwest China: Implication for depositional environments[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2004, 22(1): 59–67.

(编辑 董立)