

文章编号: 1000-0550(2007) 05-0722-08

# 准噶尔盆地石炭—二叠系方解石脉的碳、氧、锶同位素组成与含油气流体运移

曹 剑<sup>1</sup> 胡文瑄<sup>1</sup> 姚素平<sup>1</sup> 张义杰<sup>2</sup> 王绪龙<sup>3</sup> 张越迁<sup>3</sup> 黄志超<sup>3</sup>

(1. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室 南京大学地球科学系 南京 210093

2 中国石油勘探开发研究院 北京 100083 3 中国石油新疆油田公司 新疆克拉玛依 834000)

**摘 要** 在准噶尔盆地当前油气勘探的重点目标区西北缘和腹部地区, 油气主要源于深部石炭系—二叠系。通过对其中的典型水岩反应产物, 即裂隙方解石脉进行碳、氧、锶同位素组成分析, 尝试讨论了油源流体运移的基本特征。实验结果表明, 25 件方解石脉样品的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  位于  $-21.5\text{‰} \sim -5.2\text{‰}$  之间,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ) 在  $-8.1\text{‰} \sim -22.3\text{‰}$  ( $22.6\text{‰} \sim 6.9\text{‰}$ ) 之间; 20 个  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值分布在  $0.703896 \sim 0.706423$  之间。据此, 结合样品地质产状和区域地质背景, 提出本区含油气流体在运移过程中伴随着深部热流体的影响, 它们在流经石炭—二叠系时, 对火山岩层的溶蚀使得流体岩石相互作用产物, 即方解石脉的同位素组成反映出火山岩地层的地球化学标记。该认识表明, 在今后的区域储层成岩演化和油气运移研究工作中, 应充分考虑这类深部热流体作用的影响。

**关键词** 碳、氧、锶同位素 方解石脉 储层成岩 油气运移 准噶尔盆地

**第一作者简介** 曹 剑 男 1978 年出生 博士 石油地质学与有机地球化学 E-mail: jca@nju.edu.cn

**中图分类号** P597 TE121.1 **文献标识码** A

地层裂缝(隙)是含油气盆地流体活动的重要通道, 流体在沿其运移的过程中往往会与围岩发生复杂的流体—岩石相互作用, 从而形成一些充填物(矿脉)<sup>[1]</sup>。因此, 对裂缝充填物的研究可以反映可能的流体—岩石相互作用过程, 追溯流体流动和油气运移, 具有重要的理论意义和应用价值<sup>[2]</sup>。其中, 方解石矿物因对介质环境反应敏感, 可以记录多期的成岩流体作用过程<sup>[3]</sup>, 所以成为众多学者关注的研究目标<sup>[4-5]</sup>。人们目前通常利用常见的流体示踪技术, 包括包裹体和同位素地球化学等方法, 对这类裂隙充填物展开分析, 如 Suchy 等<sup>[6]</sup>在捷克 Barrandian 盆地, 以及国内学者在大港滩海区<sup>[7]</sup>和渤海湾盆地<sup>[8]</sup>通过分析方解石脉的岩石学和地球化学特征, 探讨了其成脉过程及对油气运移的指示意义, 取得了良好效果。

准噶尔盆地是我国西部典型的大型叠合油气盆地, 其西北缘和腹部地区是当前的重点勘探区域(现今油气产量占全盆地油气产量超过 80%)<sup>[9]</sup>。研究表明, 这里的油气主要源于深部石炭—二叠系的三套烃源层系, 由深至浅包括石炭系—下二叠统佳木河组、下二叠统风城组、中二叠统下乌尔禾组<sup>[9]</sup>。并且根据钻井勘探结果发现, 广泛而强烈的构造和火山活

动使得石炭—二叠系中普遍发育了裂隙方解石脉<sup>[9]</sup>, 这为我们通过其揭示可能的流体—岩石相互作用, 以及油气运移过程提供了良好的研究机会。然而, 在过去本区的工作中, 却通常仅仅把这些方解石脉的形成与储层物性相联系, 一方面看到了其导致了原生孔隙和裂缝的胶结破坏, 另一方面又认为某些地方的方解石溶蚀又会是次生孔隙和裂隙形成的主要成岩作用类型<sup>[10]</sup>。可见, 前人的工作还较少将方解石脉的形成与含油气流体运移过程相统一考虑。实际上, 如前所述, 考虑到本区的油源主要来自石炭—二叠系, 所以这些方解石脉的形成过程必然会反映油源流体的某些信息。有鉴于此, 本文旨在通过研究这些方解石脉的碳、氧、锶同位素组成, 尝试分析含油气流体的来源、流动和水岩反应的基本特征, 以期为进一步研究区域储层成岩作用和油气运移提供基础信息。

## 1 样品与方法

在准噶尔盆地的油气勘探工作中, 钻在烃源区的探井数量很少, 因此本次研究所采集的石炭—二叠系样品主要位于靠近烃源区的断裂带地区。业已证实, 来自烃源区的油源流体会很快到达这些构造部

位<sup>[9]</sup>, 因此这些样品基本可代表烃源层系的情况。

观测表明, 断裂带附近的岩心沿裂缝破碎严重, 裂隙发育, 有时可见轻微的绿泥石化现象, 裂缝发育密度约为 5~15 条/10 cm, 宽 1~3 mm。被方解石脉充填的裂缝多呈无规则网络状排列, 少数发育一组或二组平行的斜劈理, 宽 2~5 mm, 和其它方向的裂隙互相穿插。一些裂隙面含油面积达 20%~30%, 也有一些方向的方解石脉表面颜色混杂, 有绿灰色、褐色、褐红色和深灰绿色等。这表明断裂带附近是(含油气)流体活动的重要通道, 显示流体多次强烈活动的特点, 也意味着流体活动造成的矿物沉淀可能对断裂带的封闭起到了重要作用。

显微镜下观察和电子探针成分相观测结果也显示出矿物溶蚀、交代和沉淀的多变性(图 1a), 表明断裂带附近储层中具有多期不同性质的流体活动。方解石脉严重烃染, 并有大量的油、气、水包裹体共生(图 1b), 反映了断裂带曾经是含油气流体活动的重

要通道。

我们在西北缘和腹部地区分别精选出 22 块和 6 块典型样品, 这些样品从平面上看, 基本覆盖了西北缘和腹部地区主要断裂带的上下盘层位; 从纵向上看, 分布在石炭系—二叠系烃源层系的各套地层中; 从产状上看, 既包括断裂带充填脉体, 也包括不整合上下和输导层裂隙、孔隙中的方解石充填物。这为尽可能全面的分析提供了保证。样品的详细产状列在表 1 中。

碳、氧同位素分析采用磷酸法, 仪器 MAT-252, 测试精度  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  均  $\leq 0.2\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  数据为仪器自动根据  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  换算给出。

锶(Sr)同位素测试仪器为德国产 Finnigan Mat-Triton TI 型表面热电离质谱仪(TMS), 对锶同位素标样的多次分析得到的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为  $0.710274 \pm 0.000005$ 。测试均在内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学)完成。

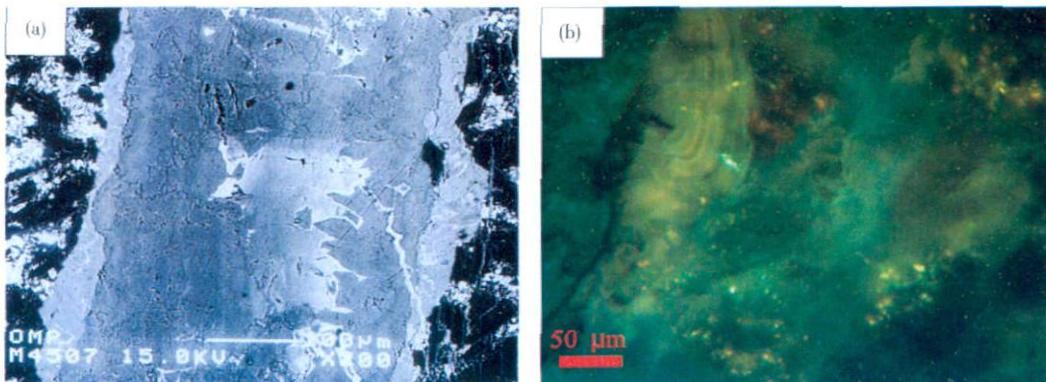


图 1 准噶尔盆地典型烃源层系裂隙方解石脉的显微照片, (a) 样品 WD4-3, 416 井, 2057 m, 石炭系, 角砾岩, 电子探针背散射图像(仪器 JXA-8800M (JEOL), 测试条件: 加速电压 15 kV, 束流  $1.0 \times 10^{-9}$  A), (b) W2-6-4-63, 风南 1 井, 4010 m, P<sub>2v</sub>, 有多期方解石脉, 裂隙边缘方解石脉由于烃类的混染而显示生长纹层, 方解石脉中含有大量的黄色荧光的有机包裹体, 而照片中央部分方解石脉则含有少量的强蓝绿色荧光有机质, 荧光照片

Fig 1 Microphotographs showing typical calcite veins hosted in source sequences of the Junggar Basin

## 2 结果与讨论

表 1 给出了本次实验的分析结果。25 件典型裂隙方解石充填物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  位于  $-21.5\%$  ~  $-5.2\%$  之间,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ) 在  $-8.1\%$  ~  $-22.3\%$  ( $22.6\%$  ~  $6.9\%$ ) 之间, 差异很大, 表明了流体—岩石相互作用的复杂性。20 个锶同位素数据位于  $0.703896$  ~  $0.706423$  之间, 远低于现代海水的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  平均值  $0.709073$  甚至还低于显生宙以来

海洋中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  演化的最低值  $0.707$ <sup>[11, 12]</sup>。

### 2.1 碳、氧同位素

前人对碳酸盐岩的碳、氧同位素已多有研究<sup>[13]</sup>, 为本次工作的实验结果分析奠定了良好的基础。在查阅大量文献, 并搜集大量数据后, 笔者将碳、氧同位素的分布特征标示在图 2 中, 总的来看, 原始地幔碳酸岩域和沉积碳酸盐岩域的范围至今尚存在着一定争议<sup>[14-17]</sup>, 但争论的范围变化并不大 ( $< \pm 1\%$ )。图中地幔碳酸岩域的数据主要参考 Taylor 等<sup>[18]</sup> 和

表 1 准噶尔盆地典型烃源层系方解石脉的碳 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ )、氧 ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ) 和锶 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) 同位素测试数据

Table 1 Carbon oxygen strontium isotope composition of typical calcite veins hosted in source sequences central and northwestern Junggar Basin

编号	样号	井号	深度 /m	层位	产状简述	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	W1-1-1	克 201	3 799	P <sub>2c</sub>	砾岩、孔隙、裂隙中充填网状白色的方解石脉, 脉体较细	- 8. 8	- 10. 4	20. 2	未检测 (量少)
2	W1-2-3	克 82	3 855	P <sub>2c</sub>	砂砾岩、裂隙、孔隙中充填大量方解石脉, 脉体呈白色; 油水同层	- 17. 6	- 15. 0	15. 5	未检测 (量少)
3	W1-3-3	克 83	3 474. 5	P <sub>1j</sub>	凝灰岩, 发育铁锈红色方解石脉; 3430 m 为 T/P <sub>1</sub> 不整合	- 21. 5	- 23. 3	6. 9	0. 704362±5
4	W1-9-2	597	2 588	P <sub>1j</sub>	凝灰岩, 见方解石脉, 微呈砖红色, 2553 m 为 T/P <sub>1</sub> 不整合	- 14. 5	- 16. 4	14. 0	0. 704603±51
5	W1-9-4	597	2 591	P <sub>1j</sub>	火山角砾岩, 岩心破碎, 裂隙发育, 见砖红色方解石脉	- 17. 9	- 20. 6	9. 7	未检测 (量少)
6	W1-11-1	574	1 997	P <sub>1j</sub>	泥质白云岩, 白色方解石脉特发育; 1991 m 为 T/P <sub>1</sub> 不整合	- 12. 2	- 12. 1	18. 5	0. 705110±50
7	W1-24-4	古 79	732	C	凝灰岩, 裂隙中见白色粗晶方解石脉; 713 m 为 T/C 不整合面	- 8. 2	- 17. 8	12. 6	0. 704585±9
8	W1-24-5	古 79	893	C	凝灰岩, 含方解石脉, 微呈铁锈红色	- 7. 4	- 22. 3	7. 9	0. 704690±21
9	W2-6-2	风南 1	4 013	P <sub>2c</sub>	凝灰岩, 见方解石脉, 微灰褐色; 4020 m 为 P <sub>2</sub> /P <sub>1</sub> 不整合	- 3. 4	- 16. 8	13. 6	0. 705937±4
10	W2-11-3-1	风 9	3 059	P <sub>1f</sub>	凝灰岩, 含方解石脉, 里层未受油染呈青灰色	5. 2	- 8. 4	22. 3	0. 706423±18
11	W2-11-3-2	风 9	3 059	P <sub>1f</sub>	凝灰岩, 含方解石脉, 油染, 呈灰褐色	- 12. 9	- 15. 2	15. 2	0. 703979±3
12	WB1-1	古 25	1 120	C	凝灰岩, 岩心破碎, 裂隙发育, 见方解石脉, 微呈铁锈红色	- 11. 4	- 15. 0	15. 5	0. 703896±5
13	WB1-1A	古 25	1 125	C	凝灰岩, 发育大量粗晶方解石脉	- 12. 6	- 14. 7	15. 8	0. 703976±5
14	W-24	古 28	1 450	C	凝灰岩, 岩心破碎, 裂隙发育, 裂隙面中含沥青; 1469 m 为 C/J <sub>1b</sub> 断点	- 10. 9	- 14. 8	15. 6	未检测 (量少)
15	WB4-1	古 31	205	C	凝灰岩, 方解石脉发育, 白色	- 13. 1	- 8. 1	22. 6	0. 705039±26
16	WD2-4	古 95	883	C	凝灰岩, 含方解石脉; 905 m 为 C/T <sub>3k</sub> 断点	- 4. 4	- 16. 1	14. 4	0. 704541±45
17	WD3-2	406	1 966	C	安山岩, 裂隙中充填大量白色的粗晶方解石脉; 2075 m 为 C/C 断点	- 8. 3	- 12. 0	18. 6	0. 704491±5
18	WD5-3	417	1 692	C	安山岩, 裂隙中见微呈铁锈红色的方解石脉; 2292. 5 m 为 C/T <sub>3k</sub> <sup>1</sup> 断点	- 10. 6	- 9. 8	20. 9	0. 704617±5
19	WW1	528	1 230	C	安山岩, 裂隙中充填灰褐色方解石脉, 烃染	- 9. 1	- 13. 6	16. 9	0. 704639±5
20	W086	红 47	1 193	C	火山角砾岩, 裂隙中见白色方解石脉	- 3. 3	- 12. 7	17. 9	未检测 (量少)
21	G162	拐 16	2 936	P <sub>1j</sub>	安山岩, 见铁锈红色方解石脉, 烃染现象严重	- 3. 0	- 22. 1	8. 1	未检测 (量少)
22	WW2	562	2 582	P <sub>2c</sub>	安山岩, 裂隙面中见大量白色粗晶方解石脉	- 14. 3	- 15. 4	15. 0	0. 704064±4
23	F1-1-4	夏盐 1	4 927	C	安山岩, 裂隙、孔隙中充填砖红色的方解石脉	- 2. 6	- 8. 8	21. 9	未检测 (量少)
24	FB2-3	石南 1	3 333	P <sub>2c</sub>	火山角砾岩, 砾石成分复杂, 发育灰白色的粗晶方解石脉	未检测 (量少)	未检测 (量少)	未检测 (量少)	0. 703450±10
25	FB5-4	石西 3	4 866	C	安山岩, 沿裂隙面发育大量层状的粗晶白色方解石脉	未检测 (量少)	未检测 (量少)	未检测 (量少)	0. 705254±24
26	FB5-5	石西 3	4 867	C	安山岩, 裂隙面发育白色方解石脉和石膏脉	未检测 (量少)	未检测 (量少)	未检测 (量少)	0. 705430±10
27	F047	夏盐 3	5 042	P <sub>2c</sub>	安山岩, 白色方解石脉发育, 较干净	- 4. 3	- 22. 2	8. 0	未检测 (量少)
28	F073	夏盐 1	5 080	C	砂砾岩, 泥质胶结, 方解石脉微呈铁锈红色	- 2. 8	- 10. 3	20. 3	0. 705509±28

Hoefs<sup>[19]</sup> 的资料, 而沉积碳酸盐岩域的数据主要参考 Veizer 和 Hoefs<sup>[20]</sup> 和 Toyoda 等<sup>[21]</sup> 的资料。对于原始地幔碳酸岩与沉积碳酸盐岩之间的过渡带, Valley<sup>[22]</sup> 在文献中总结到, 其碳氧同位素组成受原岩、流体、流体/岩石比, 以及温度等诸多因素的影响。

从图 2 中可以明显看出数据点的分散性, 碳、氧同位素的组成与深度、岩性都没有表现出显著的相关性, 说明了含油气流体活动的复杂性, 方解石脉具有多种不同的成因机制。

总体上看, 除了分别有两件样品落入沉积碳酸盐岩域 (28 和 23 号) 与地幔碳酸岩域 (27 号和 8 号), 其余数据呈现从地幔碳酸岩域向沉积碳酸盐岩域过渡, 反映出流体混合作用及温度降低的趋势<sup>[23]</sup>。

$\delta^{13}\text{C}$  数据仅有一块样品偏正 (10 号), 其余数据均贫  $\delta^{13}\text{C}$ , 而所有样品都一致为贫  $\delta^{18}\text{O}$ 。据此, 下面将首先分析这块碳氧同位素组成明显有异于其它数据的样品。

沉积盆地中主要的碳储备已经可以通过其同位素印记得以辨认, 大部分海相碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值在 4‰ 和 -4‰ 之间<sup>[24]</sup>。国内已经发现的湖相碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值一般都偏重 (2.9‰ ~ 9.3‰)<sup>[25-61]</sup>。由此, 可以判断位于图 2 中最上方的方解石样品 (10 号) 属于较纯的地层水沉淀所致。但其  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  偏负 (-8.4‰) 的事实说明了孔隙水与湖相碳酸盐沉淀时的孔隙水已有所不同。造成这种现象的可能原因包括四种: 大气水介入及其促发的水岩相互作用<sup>[26-28, 19]</sup>、升高的孔隙水温度<sup>[29]</sup>、低温状态下火山玻璃屑的蚀变、有机质的降解<sup>[30]</sup>。

该井位于盆地西北缘风城断裂带附近, 所以大气降水完全有可能自盆缘从哈拉阿拉特山流下, 深部热流体也可以沿断裂带向上垂向运移, 一方面使得孔隙水经历快速的升温过程, 另一方面又可以沿途对石炭系和二叠系佳木河组的火山岩进行溶蚀<sup>[31]</sup>, 造成火山玻璃屑的蚀变。此外, 有机质显然也会因为大气水的

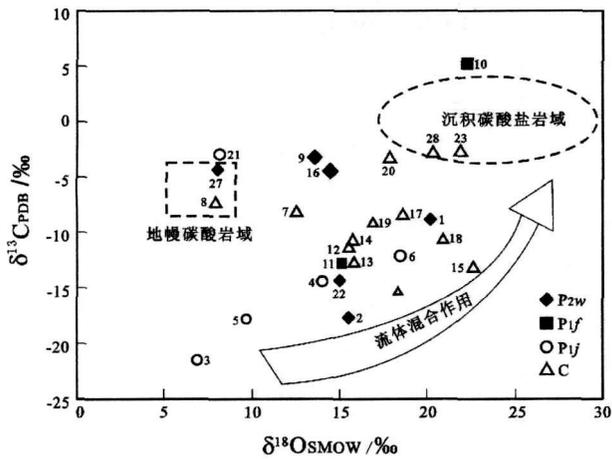


图 2 准噶尔盆地典型烃源层系方解石脉的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  数值相关图, 数据据表 1。地幔碳酸盐岩域的数据主要参考 Taylor 等<sup>[18]</sup>和 Hoefs<sup>[19]</sup>的资料,

沉积碳酸盐岩域的数据主要参考 Veizer 和 Hoefs<sup>[20]</sup>和 Toyoda 等<sup>[21]</sup>的资料。箭头所指流体混合作用为综合全文分析结果后标出, 代表深部高温热流体与含油气流体的混合

Fig 2 Correlation between  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  of typical calcite veins hosted in source sequences of the Junggar Basin (Data from Table 1)

作用而遭受降解。但通常认为, 大气降水和成岩温度是控制氧同位素组成的最主要因素<sup>[29-32]</sup>, 其他两种因素对氧同位素的组成会有影响, 但程度可能有限。

Jrgen<sup>[33]</sup>对北海 Skjold 油田白垩质储层裂隙内充填的方解石进行了碳、氧同位素分析, 指出流体温度是影响氧同位素组成的主要因素, 并认为该区在接受油气充注后, 曾经至少受到过两次热流的“冲刷”。王大锐和张映红<sup>[7]</sup>在渤海湾地区的研究表明, 在成岩或变质作用的高温影响下, 水中的  $^{18}\text{O}$  会大量消耗, 导致形成的岩石  $\delta^{18}\text{O}$  值偏负, 结合实验样品的  $\delta^{13}\text{C}$  值明显地比前人报道的湖相碳酸盐岩沉积物的  $\delta^{13}\text{C}$  值<sup>[6, 25]</sup>偏负的事实, 他们认为, 这些碳酸盐胶结物是热事件作用中高温变质水分解并携带了围岩中丰富的被热解了的烃类物质进入裂隙中沉淀而成的。本次工作初步认为, 造成 10 号样品  $\delta^{18}\text{O}$  值偏负的主要原因也在于高温热流体的“冲刷”。因为我们同时对方解石脉中的原生流体包裹体分析表明, 其均一温度和盐度分布范围宽, 包括了一期高温 ( $T_h > 150^\circ\text{C}$ ) 高盐度 (15 w% ~ 18 w%) 的热流体记录。

这块 10 号样品来自于风 9 井, 为风城组 ( $P_{1f}$ ) 烃源层中的样品。有意义的是, 来自同一块岩心样品的

外层方解石脉明显受到了油气充注的痕迹, 手标本和镜下观察均可见灰褐色的油斑。本次研究也对这部分遭受油染的方解石充填物 (11 号样品) 进行了测试, 结果显示, 二者明显表示为不同的成因, 暗示了至少两种不同性质流体的活动特征。11 号样品中测得的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值较之 10 号样品都要偏负, 说明其来自于有机质的贡献较大, 并经历了较高的流体温度影响, 这很有可能说明本区油源流体的运移通常伴随着热流体。结合  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值也是 11 号样品较低的事实, 补充说明了热流体的深部来源 (详细论述参见 2.2 节)。因此, 第一期的 10 号方解石脉为湖水沉积的结果。此后, 在烃源层主力生排烃期间, 排出地层的含油气酸性流体与深部热流体一起运移, 在形成第二期“油源流体”11 号脉体的同时, 还对早期方解石脉有溶蚀作用。结果使得 10 号样品记录下了热流体冲刷的  $\delta^{18}\text{O}$  印记 (偏负,  $-8.4\text{‰}$ ), 而外层的“油源流体”11 号脉体不仅记录的流体作用温度更高 ( $\delta^{18}\text{O} = -15.2\text{‰}$ ), 并且留下了油气流体作用的痕迹, 即  $\delta^{13}\text{C}$  表现为显著的亏损 (5.2‰变化到  $-12.9\text{‰}$ )。

进一步对这一油源流体活动过程进行分析, 可知油气对储层的充注是一个复杂、长期、多期和渐进的过程。准噶尔盆地现今地温梯度约为  $20^\circ\text{C}/\text{km}$ <sup>[34]</sup>, 现今地表温度取平均  $20^\circ\text{C}$ , 根据 Cao 等<sup>[35]</sup>的研究结果, 本区下二叠统风城组烃源岩 ( $P_{1f}$ ) 第一次的大规模油气充注时间大致发生在三叠纪末, 因此, 风 9 井风城组 ( $P_{1f}$ ) 外层油染的方解石脉形成时的温度应大概在  $70^\circ\text{C}$  左右, 在这一温度相对不太高 ( $< 70^\circ\text{C}$ ) 的流体活动带内, (1) 由  $\text{CO}_2$  形成的  $\text{HCO}_3^-$  离子 (水中溶解碳的主要形式) 具有可达  $-20\text{‰} \sim -30\text{‰}$  (PDB) 的高  $\delta^{13}\text{C}$  负值, 它主要来自于硫化还原反应<sup>[36]</sup>; (2) 随着油气对储层的充注, 地温与压力并未达到使烃类发生裂解的条件, 但是, 生物对烃类的降解以及随之发生的微生物 (甲烷菌) 发酵作用, 会使得  $^{13}\text{C}$  越来越富集, 即含油带的方解石胶结物会表现出  $\delta^{13}\text{C}$  在 0 左右的特点<sup>[8]</sup>; (3) 由于湖相方解石原始碳同位素 (偏重) 的影响, 方解石脉仍然会在一定程度上保留其原始碳酸盐岩的同位素信息 (如 10 号样品的  $\delta^{13}\text{C} = 5.2\text{‰}$ ) 信息。因此, 11 号样品所测得的  $\delta^{13}\text{C}$  值 ( $-12.9\text{‰}$ ) 很可能是多种因素叠加的结果。

实际上, 从图 2 和表 1 中不难看出, 对于深度从几百米到五千多米不等的裂隙方解石充填物而言, 其碳输入过程可能远比上面分析风 9 井的那两块样品

(10号和11号)复杂许多。但总体表现为绝大多数样品经历的流体作用过程类似,即深部油源流体与浅部地层流体的混合,从而使得 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 都一致表现为低值,或许只是由于不同性质流体的影响程度各异,而使得裂隙方解石充填物在碳、氧同位素关系图中的位置出现差异<sup>[37, 38]</sup>。

下面,着重利用氧同位素,结合碳同位素的变化,讨论方解石的成因特点。

首先,分析获得的所有25个 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素数据最高值为 $-8.1\text{‰}$ ,稍高于前人归纳的 $-10\text{‰}$ 作为碳酸盐矿物是否受到成岩蚀变影响的临界值<sup>[39]</sup>,表现了后期流体作用的普遍影响,这也与镜下的鉴定结果一致(图1)。

其次,在石炭系样品中,采自不整合面(713 m)之下的两块样品古79井732 m(7号)和893 m(8号)的 $\delta^{13}\text{C}$ 数据相差并不是很大( $0.8\text{‰}$ ),表明了方解石形成过程中碳的输入机制类似,而 $\delta^{18}\text{O}$ 的差异( $4.5\text{‰}$ )说明了流体来源存在明显的差异。不整合之下往往会受到大气水的风化侵蚀作用<sup>[40]</sup>,因此,732 m的样品受到的大气水影响肯定要比893 m要强,但 $\delta^{18}\text{O}$ 却表现为893 m的较之732 m的更加的亏损,这就说明了此处肯定是受到了沿南黑油山断裂上来的热流体的作用,升高的孔隙水温度可能是相对合理的解释(类似的情形还可以在597井的4号和5号两块样品中看出)。

第三,西北缘古25井的两块相隔5 m(12号和13号),以及腹部夏盐1井的两块相隔153 m(23和28号)的样品的同位素数据相差不大的现象说明在某一段范围之内,流体作用的特点可能是相似的,也表明了这两处地层较封闭的事实。其余取自断点附近的样品皆在红车地区,但同位素组成的发散性说明了即使是在较小的地域范围之内,断裂的存在也会使得流体的来源和活动程度存在明显的差异。

第四,取自拐16井样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为很高的负值(21号),鉴于这块样品不是采自不整合面之下,所以基本可以排除大气降水的影响,据此,我们把它解释为沿断裂上来的热流体侧向运移至本处,使得孔隙水温度升高,进而造成氧同位素偏负。类似的情形也见于27号夏盐3井样品。

总之,综合上述,可见通过对碳、氧同位素组成的分析,表明本区流体活动相当复杂,流体来源多种多样:沿深部断裂上来的热流体、沿断裂下渗的大气降水,以及不整合之下的大气水(地表水)是最主要的

三种,其中,前者的影响无处不在,后两者的影响取决于实际地质情况。

## 2.2 锶同位素

碳酸盐岩胶结物的锶同位素组成受到海(湖)水、流体流经岩石以及成岩流体的影响<sup>[41]</sup>。目前普遍认为,海水的锶和岩石的锶同位素组成主要受壳源和幔源两种来源锶的控制。壳源锶主要由大陆古老岩石风化提供,壳源物质富含Rb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高,全球 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值为 $0.7119$ <sup>[42]</sup>;幔源锶主要由洋中脊热液系统提供,幔源物质含Rb极低, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值低,全球 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值为 $0.7035$ <sup>[43]</sup>。因此, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的大小是反映不同源区物质的标记特征<sup>[44]</sup>。各种全球事件,如洋中脊热液系统变化、全球海平面变化以及全球灾变事件等都是海水锶同位素组成与演化的重要控制因素<sup>[45, 46]</sup>。

如图3按不同层位作 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分布图,与碳、氧同位素的组成(图2)一样, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与层位没有表现出显著的相关性,再次进一步说明了含油气流体活动的复杂性。测得相对最接近现代海水锶( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.709073$ <sup>[44]</sup>)的样品来自风9井里层未受油染的方解石脉(10号),明显暗示着它的主要成分是早期从较纯地层水中沉淀出的方解石,后期遭受了一定程度的流体叠加影响,发生同位素交换,导致 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值有所降低。这与前面通过碳、氧同位素分析获得的认识一致。

反观受到油气流体影响的外层方解石脉体(11号), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 降到了 $0.703979$ ,已经接近幔源锶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值( $0.7035$ ),这进一步验证、补充和完善了前面对其碳、氧同位素组成的分析结果,即深部沿断裂上来的热流体是推动油气水流体自烃源带向外迁移的动力,高温孔隙水使得 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为很高的负值,热流体本身所具有的深部幔源性质和流经石炭—二叠系的火山岩(含Rb极低)使得 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值降低。

综观所有 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值( $0.703450\sim 0.706423$ ),除了24号样品落在地幔碳酸岩域外,其余19个数据皆位于幔源锶—海洋锶同位素组成之间( $0.7035\sim 0.709073$ ),且更偏向幔源,其与深度、不整合上下以及是否位于断点的相关性并不明显,这说明了成岩过程中深源热流体与浅部地层流体混合程度的多变性,以及断裂带地区流体活动的复杂性。

## 3 结语

在准噶尔盆地当前的重点勘探区西北缘和腹部

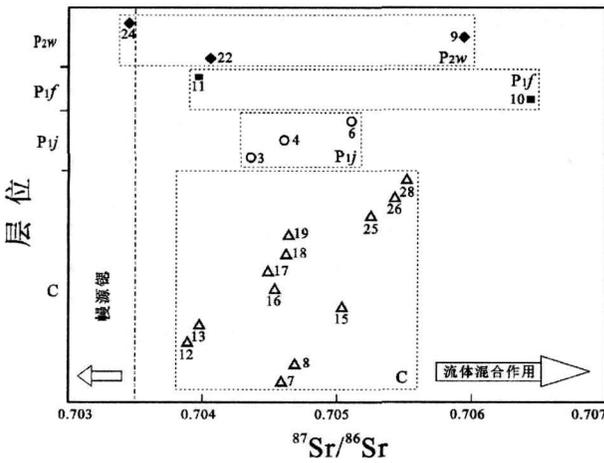


图 3 准噶尔盆地典型烃源层方解石脉的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  数据分布图, 数据见表 1。幔源锶界线主要据文献 [43], 右边箭头所指流体混合作用为综合全文分析结果后标出, 代表深部高温热流体与含油气流体的混合, 纵坐标表达不同层位

Fig 3  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  data distribution of typical calcite veins hosted in source sequences of the Junggar Basin (Data from Table 1)

地区, 含油气流体在运移过程中伴随着深部热流体的影响, 它们在流经石炭—二叠系时, 对火山岩层的溶蚀使得流体的同位素组成具有火山岩地层的地球化学标记, 进而将这种特征反映在流体岩石反应产物, 即方解石脉中。本次工作从方解石脉的分析入手, 重建了该过程。

根据本文研究结果, 给我们两点启示。(1) 结合镜下显微鉴定来看, 本区深部含油气热流体在与围岩发生水岩反应过程中, 会促使矿物晶体或斑晶溶蚀, 形成发育较好的溶蚀孔, 同时也有部分碳酸盐晶体充填于裂缝中, 裂缝的封闭抑制了火山岩的进一步成岩演化, 使得早期的溶蚀裂缝和孔隙得以保存。认清这种作用过程, 对于思考目前准噶尔盆地的深部石炭—二叠系火山岩系地层油气勘探具有重要意义。(2) 含油气盆地储层孔隙水中沉淀的碳酸盐胶结物往往是多种成因的产物, 或是多种产物的混合体, 所以大多具有一种“中介”的同位素组成, 这在一定程度上增加了单凭同位素组成来判断流体来源与活动过程的难度。所以在研究中, 应尽可能综合多学科的技术手段, 以精细刻划流体—岩石相互作用的演化过程。

参考文献 (References)

1 Monrow DW. Diagenesis. Dolomite part I: the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada*, 1982, 9: 5-13  
 2 蔡春芳, 梅博文, 马亭, 等. 塔里木盆地流体—岩石相互作用研

究. 北京: 地质出版社, 1997 [Cai Chunfang, Mei Bowen, Ma Ting *et al.* Approach to Fluid-rock Interaction in Tarim Basin. Beijing Geological Publishing House, 1997]  
 3 Bokes J.R. Carbonate cementation in Tertiary sandstones of the San Joaquin basin. In: Morad S, ed. Carbonate Cementation in Sandstones *et al.* International Association of Sedimentology Special Publication 26, 1998, 261-284  
 4 Heasley E.C., Woden R.H., Hendry J.P. Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the humbly grove field, Onshore, UK. *Marine and Petroleum Geology*, 2000, 17(2): 639-654  
 5 史基安, 王金鹏, 毛明陆, 等. 鄂尔多斯盆地西峰油田三叠系延长组长 6—8 段储层砂岩成岩作用研究. *沉积学报*, 2003, 21(3): 373-380 [Shi Ji'an, Wang Jinpeng, Mao Minglu, *et al.* Study of sandstone reservoir diagenesis of Member Chang 6-8 of Triassic Yanchang Formation, Xi Feng oilfield, Ordos basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2003, 21(3): 373-380]  
 6 Suchy Y., Hejzlik W., Sykorova I. *et al.* Geochemical study of calcite veins in the Silurian and Devonian of the Barrandian Basin (Czech Republic): evidence for widespread post-Variscan fluid flow in the central part of the Bohemian Massif. *Sedimentary Geology*, 2000, 131: 201-219  
 7 刘立, 孙晓明, 董福湘, 等. 大港滩海区沙一段下部方解石脉的地球化学与包裹体特征——以港深 67 井为例. *吉林大学学报 (地球科学版)*, 2004, 34(1): 49-54 [Liu Li, Sun Xiaoming, Dong Fuxiang *et al.* Geochemical characteristics and fluid inclusion in calcite veins of lower part of member 1 of Shahejie Formation offshore area, Dagang oilfield: a case study of well Gangshen 67. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2004, 34(1): 49-54]  
 8 王大锐, 张映红. 渤海湾油气区火成岩外变质带储集层中碳酸盐胶结物成因研究及意义. *石油勘探与开发*, 2001, 28(2): 40-42 [Wang Dairui, Zhang Yinghong. A study on the carbonate cements within reservoir in the external metamorphic belt of the Bohai Bay oil/gas-bearing region and its implications. *Petroleum Exploration and Development*, 2001, 28(2): 40-42]  
 9 张义杰. 新疆准噶尔盆地断裂控油气规律. 北京: 中国石油大学 (北京) [博士学位论文], 2002 [Zhang Yijie. *Petroleum Migration and Formation in Fault-Controlled Junggar Basin*. Beijing: Dissertation of China University of Petroleum [Ph.D.], 2002]  
 10 胡宗全, 朱筱敏. 准噶尔盆地西北缘侏罗系储层成岩作用及孔隙演化. *石油大学学报 (自然科学版)*, 2002, 26(3): 16-19 [Hu Zongquan, Zhu Xiaomin. Diagenesis and porosity evolution of the Jurassic reservoirs in northwest Junggar Basin. *Journal of the University of Petroleum, China (Natural Science Edition)*, 2002, 26(3): 16-19]  
 11 Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. *et al.* Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time. *Geology*, 1982, 10: 516-519  
 12 Veizer J., Buhl D., Diener A. *et al.* Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 132: 65-77

- 13 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 2000 [Zheng Yongfei Chen Jiangfeng Stable Isotopic Geochemistry. Beijing: Science Press, 2000]
- 14 Valley JW. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In Valley JH, Taylor H P Jr, O'Neil JR, eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Review of Mineralogy, 1986, 16: 445-489
- 15 Keller J, Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonate from Oldoinyo Lengai. In Bell K, Keller J, eds. Carbonate Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonate. Berlin: Springer-Verlag, 1995: 113-123
- 16 Bas M J L, Spiro B, Yang X. Oxygen, carbon and strontium isotope study of the carbonate dolomite host of the Bayan Obo Fe-Nb-REE deposit, Inner Mongolia, North China. Mineralogical Magazine, 1997, 61: 531-541
- 17 Demeny A, Ahijado A, Casillas R, et al. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonates of Fuerteventura (Canary Island, Spain): a C, O, H isotope study. Lithos, 1998, 44: 101-115
- 18 Taylor H P Jr, Frechen J, Degen E T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonates from the Laacher See district, West Germany and the Aho district, Sweden. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1967, 31: 407-430
- 19 Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. 4th edition. Berlin: Springer-Verlag, 1997
- 20 Veizer J, Hoefs J. The nature of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $\text{C}_{13}/\text{C}_{12}$  secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1976, 40: 1387-1395
- 21 Toyoda K, Horiuchi H, Tokonami M. Dupal anomaly of Brazilian carbonates: geochemical correlation with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. Earth and Planetary Science Letter, 1994, 126: 315-331
- 22 Valley JW. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In Valley JH, Taylor H P Jr, O'Neil JR, eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Review of Mineralogy, 1986, 16: 445-489
- 23 Wickham SM, Janardhan A S, Stern R J. Regional carbonate alteration of the crust by mantle-derived magmatic fluids, Tamil Nadu, South India. Geology, 1994, 102: 379-398
- 24 Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In Friz A P, Fontes JC, eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry I: the Terrestrial Environment, 1980: 329-406
- 25 刘传联. 东营凹陷沙河街组湖相碳酸盐岩碳、氧同位素组成及其古湖泊学意义. 沉积学报, 1998, 16(3): 109-114 [Liu Chuanlian. Carbon and oxygen isotope composition of lacustrine carbonates of Shahejie Formation of Dongying Sag and its palaeolimnology in implications. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(3): 109-114]
- 26 Hudson JD. Stable isotopes and limestone lithification. Journal of Geological Society London, 1977, 133: 637-660
- 27 Emery D, Hudson JD, Marshall JD, et al. The origin of late spar cements in the Lincolnshire limestone, Jurassic of central England. Journal of Geological Society London, 1988, 145: 621-633
- 28 Morad S, DeRos L F. Geochemistry and diagenesis of stratigraphic calcite cement layers within the Rannoch Formation of Brent Group Murchison Field, North Viking Graben (North North Sea)—discussion. Sedimentary Geology, 1994, 93: 135-141
- 29 Al-Aasm I S, Coniglio M, Desrochers A. Formation of complex fibrous calcite veins in Upper Triassic strata of Wrangellia terrain, British Columbia, Canada. Sedimentary Geology, 1995, 100: 83-95
- 30 Sass E, Bein A, Amog-Labin A. Oxygen isotope composition of diagenetic calcite in organic-rich rocks: evidence for  $^{18}\text{O}$  depletion in marine anaerobic porewater. Geology, 1991, 19: 839-842
- 31 潘长春, 周中毅. 流体包裹体在准噶尔盆地油气资源评价中的应用. 石油实验地质, 1990, 12(4): 412-420 [Pan Changchun, Zhou Zhongyi. Application of fluid inclusion in petroleum resource assessment of the Junggar Basin. Petroleum Experimental Geology, 1990, 12(4): 412-420]
- 32 Lohman K C. Isotopic evidence for the early meteoric diagenesis of the reef facies Permian reef complex of West Texas and New Mexico. Journal of Sedimentary Petrology, 1986, 56(2): 183-193
- 33 Jørgen J. Carbon and oxygen isotopic studies of the chalk reservoir in the Skjold oilfield, Danish North Sea: implications for diagenesis. Chemical Geology, 1988, 73: 97-107
- 34 潘长春, 周中毅, 范善发, 等. 准噶尔盆地热历史. 地球化学, 1997, 26(6): 1-7 [Pan Changchun, Zhou Zhongyi, Fan Shanfa, et al. Thermal history of the Junggar Basin. Geochimica, 1997, 26(6): 1-7]
- 35 Cao Jian, Zhang Yijie, Hu Wenxuan, et al. The Permian hybrid petroleum system in the northwest margin of the Junggar Basin, northwest China. Marine and Petroleum Geology, 2005, 22(3): 331-349
- 36 王大锐. 油气稳定同位素地球化学. 北京: 石油工业出版社, 2000 [Wang Dairui. Petroleum Stable Isotope Geochemistry. Beijing: Petroleum Industry Press, 2000]
- 37 Whiticar M J. Correlation of natural gases with their sources. In Magoon L B, Dow W G, eds. The petroleum system: from source to trap. AAPG Memoir, 1994, 60: 261-283
- 38 Emery D, Myers K J. Ancient subaerial exposure and freshwater leaching in sandstones. Geology, 1990, 18: 1178-1181
- 39 Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. Precambrian Research, 1995, 73: 27-49
- 40 曹剑, 张义杰, 胡文瑄, 等. 准噶尔盆地油气沿不整合运移的主控因素分析. 沉积学报, 2006, 24(3): 399-406 [Cao Jian, Zhang Yijie, Hu Wenxuan, et al. The main factor controlling petroleum migration along unconformity in the Junggar Basin. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(3): 399-406]
- 41 Sample JC, Reid M R, Tobin H J. Carbonate cements indicate channelled fluid flow along a zone of vertical faults at the deformation front of the Cascadia accretionary wedge (northwest U. S. coast). Geology, 1993, 21: 507-510
- 42 Palmer M R, Edmond JM. The strontium isotope budget of the modern ocean. Earth Planet Science Letter, 1989, 92: 11-26
- 43 Palmer M R, Elderfield H. Sr isotope composition of seawater over

- the past 75 Myr. *Nature*, 1985, 314: 526-528
- 44 Denison R E, Koepnick R B, Burke W H, *et al*. Construction of the Mississippian-Pennsylvanian and Permian seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  curve. *Chemical Geology*, 1994, 112: 145-167
- 45 McArthur JM, Donovan DT, Thirwall M F, *et al*. Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) Oceanic Anoxic Event: the duration of ammonite biozones and belemnite paleotemperatures. *Earth Planet Science Letter*, 2000, 179: 269-285
- 46 黄思静, 石和, 刘洁, 等. 锶同位素地层线研究进展. *地球科学进展*, 2001, 16(2): 194-200 [Huang Sijing, Shi He, Liu Jie, *et al*. Developments in the research of strontium isotope lithology. 2001, 16(2): 194-200]

## Carbon, Oxygen and Strontium Isotope Composition of Calcite Veins in the Carboniferous to Permian Source Sequences of the Junggar Basin: Implications on Petroleum Fluid Migration

CAO Jian<sup>1</sup> HU Wen-xuan<sup>1</sup> YAO Su-ping<sup>1</sup> ZHANG Yi-jie<sup>2</sup>  
WANG Xu-long<sup>3</sup> ZHANG Yue-qian<sup>3</sup> HUANG Zh-jun<sup>3</sup>

(1 State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

2 Research Institute of Exploration and Development, PetroChina, Beijing 100083;

3. Research Institute of Exploration and Development, Xinjiang Oilfield Company, PetroChina, Karamay Xinjiang 834000)

**Abstract** The presently-explored oil and gas in the central and northwestern Junggar Basin are mainly derived from Carboniferous-Permian sequences. In this paper, we try to understand the basic features of petroleum fluid based on analyses on carbon, oxygen and strontium isotope composition of typical calcite veins hosted in source sequences.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  of 25 typical calcites ranges from  $-21.5\text{‰}$  ~  $5.2\text{‰}$ , and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ) locates between  $-8.1\text{‰}$  and  $-22.3\text{‰}$  ( $22.6\text{‰}$  ~  $6.9\text{‰}$ ). On the other hand,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  data ( $0.703896 \sim 0.706423$ ) are all below the average value of modern seawater ( $0.709073$ ). Combined these isotope data and their geologic background, it is suggested that the petroleum fluid in the basin is a mixture of deep-sourced hot fluid and oil-gas-water. It carried volcanic-characters by dissolution on the volcano and clastic rocks during hydrocarbon generation and migration. This result indicates that the effect of deep-sourced hot fluid must be given enough consideration in the future study of reservoir diagenesis and petroleum migration.

**Key words** carbon, oxygen and strontium isotopes, calcite vein, reservoir diagenesis, hydrocarbon migration, the Junggar Basin