



论文

新疆三塘湖跃进沟二叠系地幔热液喷流型原生白云岩

柳益群^{①*}, 焦鑫^①, 李红^①, 袁明生^②, YANG Wan^③, 周小虎^①, 梁浩^②, 周鼎武^④, 郑朝阳^①, 孙芹^①, 汪双双^①

① 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069;

② 中国石油天然气总公司吐哈油田分公司勘探开发研究院, 哈密 830002;

③ Department of Geological Sciences and Engineering, Missouri University of Science and Technology, Missouri 65409, USA;

④ 山东科技大学地质科学与地质工程学院, 青岛 266510

* E-mail: liu-yiqun@263.net

收稿日期: 2011-03-21; 接受日期: 2011-09-18

国家自然科学基金青年科学基金项目(批准号: 40802024)、中国石化总公司海相前瞻性重大研究项目(编号: YPH08103)和大陆动力学国家重点实验室自主研究课题(编号: BJ091358)资助

摘要 新疆三塘湖地区二叠系芦草沟组与新疆广大地区的芦草沟组同为重要的生烃层系。本研究首次在三塘湖跃进沟剖面芦草沟组中发现热液喷流型白云岩及其共生组合, 白云岩以泥晶白云岩和砂屑白云岩为主, 含少量砾屑白云岩, 它们多呈 0.05~0.15 cm 厚的纹层, 与纹层状泥晶灰岩和纹层状泥晶白云质方沸石岩等呈互纹层。砂屑白云岩中普遍含碱性长石和方沸石颗粒, 为方沸石响岩——过碱性岩浆岩经喷爆、搬运、沉积而成的矿物碎屑; 基质多为小于 0.01 mm 的白云石和铁白云石。根据矿物成分和含量可将白云岩分为 4 种类型。依据白云岩中所含的碎屑均为方沸石、碱性长石、凝灰岩的晶屑、玻屑等内碎屑, 认为该湖盆应是一种以内碎屑为主的欠补偿湖盆。岩石地球化学结果显示: 氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 介于 -5‰ ~ -21.1‰ , 平均 -11.9‰ ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于 0.70457~0.706194, 平均 0.705005, 结合多期过碱性岩浆岩的溢流, 反映出地幔热液的特点。来自地幔的流体使底辟到下地壳的超基性岩发生蛇纹石化, 提供了生成白云石、铁白云石所必须的 Mg^{2+} , Fe^{2+} 。过碱性岩浆以及富含 Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} 和 CO_3^{2-} 的热液交替喷发和喷流, 并与湖水混合, 最终在热液喷口处形成岩浆喷爆角砾岩、具同生变形层理的白云岩, 在远离喷口处形成具纹层构造的白云岩等喷流岩。综合资料分析表明, 本区的白云岩是一种罕见的陆内伸展背景下的裂谷盆地地幔热液喷流型原生白云岩; 该套岩石的发现无论对白云岩成因的认识还是对于探讨新疆北部晚古生代的区域构造背景及沉积环境均具有重要的科学意义。

关键词原生白云岩
地幔热液喷流岩
陆内裂谷
二叠系
三塘湖地区自 1791 年法国学者对白云岩首次进行描述以来, 其成因问题一直是地质学家研究的热点和难点^[1]。2004 年, Wright 和 Wacey^[2]在地表常温常压条件下模拟含有白云石的库隆湖水, 通过实验沉淀出了白云

石, 为原生白云石的形成提供了实验岩石学依据, 也为人们向着“原生白云岩成因问题”的解决迈进了重要一步, 但是原生白云岩目前尚缺乏过硬的实例^[3-11]. 笔者所在研究团队曾以混合白云化作用对三塘湖盆地二叠系芦草沟组白云岩成因做过初步解释^[3,5], 但 Luczaj^[12]在研究典型混合白云化实例后, 否定了该类成因. 近年来, 随着海底探测技术的不断进步, 人们在大洋底部发现了来自地幔的热液喷口及其形成的“黑烟囱”、“白烟囱”和靠化学自养的生物种群^[13-15]. 2006 年, 郑荣才等^[16]曾报道在酒西凹陷下白垩统下沟组发现了喷流型沉积白云岩. 2010 年, 柳益群等^[17]对三塘湖地区的白云岩等岩石组合做了初步研究, 提出其为热液喷流岩的认识, 认为是一种原生白云岩及其热液组合. 本文在此基础上, 对白云岩进行了精细的岩石学、矿物学及地球化学等方面研究, 旨在寻找关于原生白云岩的确凿证据并探讨其形成机制.

1 区域地质概况

三塘湖盆地位于准噶尔盆地东部, 是夹持于大哈甫提克山-苏海图山和莫钦乌拉山之间的叠合、改造型山间盆地. 该盆地经历了前二叠纪基底形成的板块构造作用和二叠纪以来盆地盖层沉积形成发展的板内构造作用两大重要时期^[18]. 早、中二叠世区域经受伸展作用, 形成陆内断陷、拗陷盆地, 第三纪-第四纪的逆冲-走滑改造作用和山间盆地的形成使盆地呈北西-南东向狭长状分布. 中二叠世时该区为一个以内碎屑为主的欠补偿陆内裂谷型深水湖盆.

研究剖面位于三塘湖盆地西南缘的跃进沟(图 1), 由西南至东北、地层由老到新依次出露中二叠统乌拉泊组、井井子沟组、芦草沟组和条湖组. 风化作用使泥岩形成负地形地貌, 而白云岩、灰岩、凝灰岩、火山岩则出露地表(图 2(a)). 井井子沟组在该剖面厚度大于 160 m, 主要发育薄层页片状灰绿色凝灰岩, 局部夹灰岩、砂砾岩及火山岩透镜体, 其裂缝十分发育, 且被碳酸盐充填(图 3(a)); 芦草沟组厚度 222 m, 其底部为一套褐色砾岩及灰褐色劈理化凝灰质泥岩, 夹薄层状灰岩; 下部灰褐色凝灰质泥岩与白云岩平均以 10:1 的比例呈韵律层, 白云岩普遍具有纹层状水平层理和微波状层理; 中部主体为灰黑色凝灰质泥

岩与灰白色纹层状白云岩互层; 顶部为一套厚约 50 m 的灰黑色凝灰质泥岩. 上覆条湖组为一套灰褐色玄武岩, 气孔细小但较发育, 依据其产状, 判断为溢流的基性火山岩(图 2(b)). 显微镜下观察其斑晶多为斜长石与橄榄石, 蚀变较强, 为蚀变橄榄玄武岩(图 3(b)).

2 白云岩岩石学及矿物学特征

2.1 岩石学特征

芦草沟组中的白云岩主要以纹层状薄层产出(图 2(c)), 多与纹层状深灰色-灰黑色泥岩、凝灰质泥岩组成间互的薄层层系, 单个纹层厚度 0.05~0.15 cm 不等, 层系厚度 1~15 cm 不等, 其分布较广, 横向延伸稳定(图 2(a)). 纹层状白云岩多呈灰白色-土黄色, 由于粒度过细, 偏光显微镜下难以观察其特征, 借助电子探针、X 光衍射综合分析后发现其各纹层矿物类型不尽相同, 根据矿物成分和粒度, 主要分为四个系列: ① 由铁白云石(30%)-方解石(25%)-砾石(45%)构成的砾屑白云岩(图 3(c)), 分布于剖面底部, 呈褐黄色块状, 砾石以火山岩岩屑、凝灰岩岩屑、生物灰岩岩屑为主, 粒度主要介于 1~3 mm, 磨圆分选较差, 铁白云石呈黄褐色-深褐色菱形晶体分布于砾屑之间. ② 由铁白云石(48%)-方沸石(10%)-钾长石(25%)-方解石(17%)构成的砂屑白云岩(图 3(d)), 主要分布于剖面中下部, 纹层特别发育, 砂屑棱角较明显, 粒度<0.5 mm, 铁白云石作为亮晶胶结碎屑颗粒. ③ 由铁白云石(40%)-方沸石(45%)-方解石(15%)构成的方沸石砂屑白云岩, 铁白云石作为胶结物胶结了方沸石颗粒, 该类型主要分布在剖面中上部, 纹层较发育, 由于此类岩石显示白色, 因此极易辨认. 根据方沸石的含量变化可分为方沸石白云岩和白云质方沸石岩. ④ 由白云石(60%)-钾长石(23%)-石英(17%)构成的泥晶白云岩(图 3(e)), 纹层特别发育, 分布于剖面上部. 白云石作为泥晶(胶结物)胶结了泥屑, 泥屑为粒度<0.005 mm 的长石、石英和白云石. 此外, 有一种总厚度约 6 cm 的由铁白云石(47.5%)-方沸石(7.2%)-方解石(17%)-斜长石(15.4%)-石盐(4.3%)磷灰石(2%)构成的砂屑白云岩, 铁白云石和方沸石表面均布满了规则的生物钻孔, 具有特殊的环境意义(另文叙述).

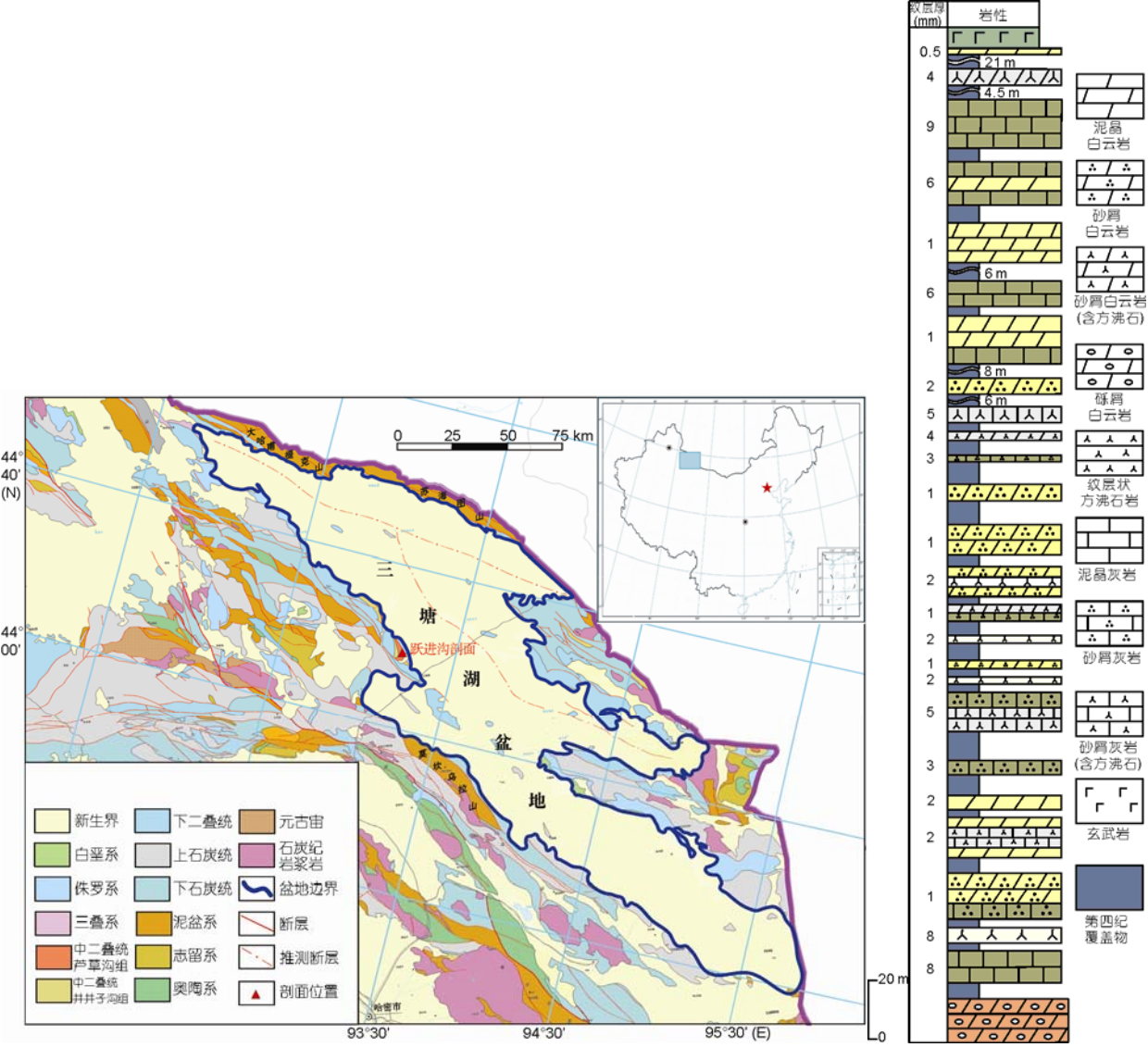


图 1 三塘湖地区地质图

据 1:1000000 准噶尔区块地质图修改

2.2 矿物学特征

芦草沟组不同类型白云岩中普遍含白云石、铁白云石、方沸石、碱性长石、方解石、铁方解石以及黄铁矿、钛铁矿、铬铁矿等不透明矿物。本文选取主要造岩矿物描述如下。

2.2.1 白云石与铁白云石

白云石是本次研究中最常见的造岩矿物，经铁氰化钾和茜素红混合液染色后，可分出呈绿蓝色的铁白云石和不染色的白云石，它们多为隐晶质。经 X

光衍射分析，铁白云石与白云石并不共存，借助电子探针背散射图像观察发现，铁白云石作为胶结物主要分布在纹层状砂屑白云岩和砾屑白云岩中。在砂屑白云岩中，铁白云石呈薄壳状围绕碎屑颗粒生长(图 3(f))，在砾屑白云岩中，铁白云石粒度较粗，为 0.05~0.1 mm，呈黄褐色-深褐色环带状菱形体，充填在颗粒的孔隙中并围绕颗粒生长(图 3(g))。针对部分铁白云石具有的环带结构(图 3(h),(i))，经电子探针(表 1)对同一颗粒的不同环带逐一进行波谱分析，FeO 百分含量最高达 31.734%，最低 4.463%，平均 12.314%，

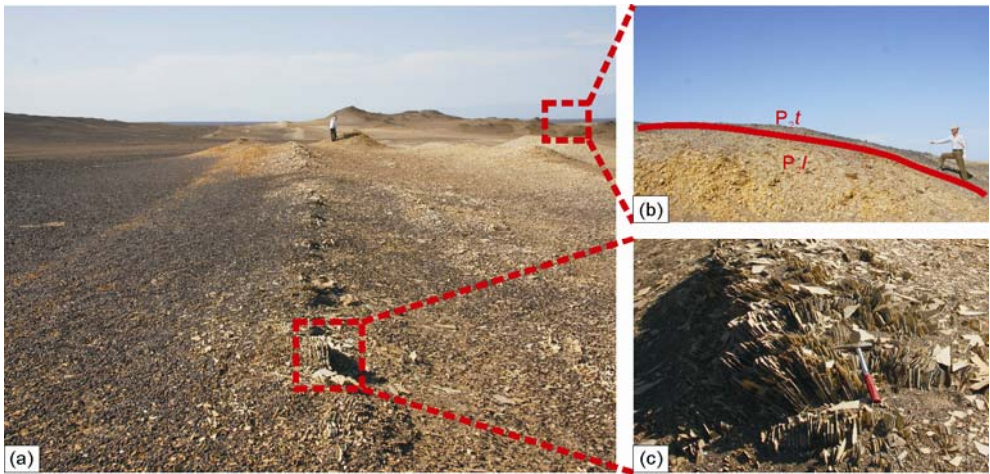


图 2 三塘湖地区跃进沟剖面芦草沟组白云岩

(a) 跃进沟剖面中的白云岩露头; (b) 芦草沟组(P₂l)及条湖组(P₂t)接触关系; (c) 芦草沟组纹层状白云岩

表 1 芦草沟组主要造岩矿物电子探针平均化学组分(%)^{a)}

岩性	样品数	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	FeO	SrO
方解石	6	0.026	0.983	1.223	0.158	0.115	52.398	0.491	0.306
石英	4	0.192	86.950	1.368	1.701	0.263	0.411	0.318	0.000
方沸石	5	7.657	64.133	0.028	20.114	0.074	0.412	0.050	0.000
白云石	6	0.188	4.922	16.968	0.531	0.179	28.819	0.829	0.129
铁白云石	12	0.214	1.583	15.178	0.307	0.022	26.159	12.314	0.011
钾长石	8	2.060	68.232	0.226	17.366	11.657	0.289	0.218	0.000
正长石	4	0.110	67.548	0.007	17.118	14.358	0.000	0.082	0.000
透长石	5	4.791	67.008	0.001	18.551	9.753	0.154	0.095	0.023

a) 单矿物由西安地质矿产研究所实验测试中心电子探针实验室测试, 仪器型号 JXA-8100. 成分介于正长石与透长石的定为钾长石

均高于普通白云石的 FeO 含量, 其富铁环带应为深部富铁碳酸盐热液多期上涌沉积而成. 白云石主要分布在泥晶白云岩中(图 3(j)), 白云石大小均匀, 多小于 0.01 mm, 晶形较差, 少量呈半自形状(图 3(k)), 作为基质与泥晶长石、石英等颗粒共同沉积. 铁白云石和白云石在阴极发光下明显不同, 前者为暗褐色-不发光, 后者为暗红色光.

2.2.2 方沸石

方沸石为本次研究中发现的重要矿物. 已有研究认为, 方沸石成因主要有三种: ① 由凝灰物质经成岩作用转变而成(早成岩阶段)^[20]; ② 由过碱性岩浆结晶的白榴石在盐度较高的介质中发生钾离子与钠离子的交代作用而成(温度 100~200℃)^[21~23]; ③ 过碱性岩浆直接形成方沸石响岩(温度 600~640℃, 压力 5~13 kPa)^[24]. 我们通过岩石薄片观察, 发现部

分方沸石具熔蚀成港湾状的四角三八面体晶型(图 3(l), (m)), 有些地方这些晶体聚集在一起, 尚未完全分离(图 3(n)); 且未发现与方沸石伴生的残余凝灰岩, 相反却见到保留完好的晶屑玻屑凝灰岩; 同时借助电子探针对多个方沸石单矿物从中心到边部的成分分析, 未发现残余的白榴石, 据此判断本剖面中的方沸石应属第三种类型, 即来自过碱性岩浆直接结晶的方沸石响岩. 然而, 剖面中的方沸石虽然原始成因相同, 但根据其粒度、形态和矿物组合却标志着不同的热液-沉积作用过程: ① 具微角砾结构, 方沸石和碱性长石作为颗粒被铁白云石胶结(图 3(o)), 粒度介于 0.1~0.15 mm, 自形程度较高, 熔蚀强烈, 推测应为近喷口处方沸石响岩被喷爆后就近沉积的产物; ② 粒度介于 0.03~0.09 mm, 颗粒排列紧密, 具熔蚀结构, 磨圆较好(图 3(m)), 基本无破碎现象, 被白云石胶结或被石英胶结, 推测其经历了一定距离的水体的搬运过程; ③ 在有些纹层状白云岩中, 零星分

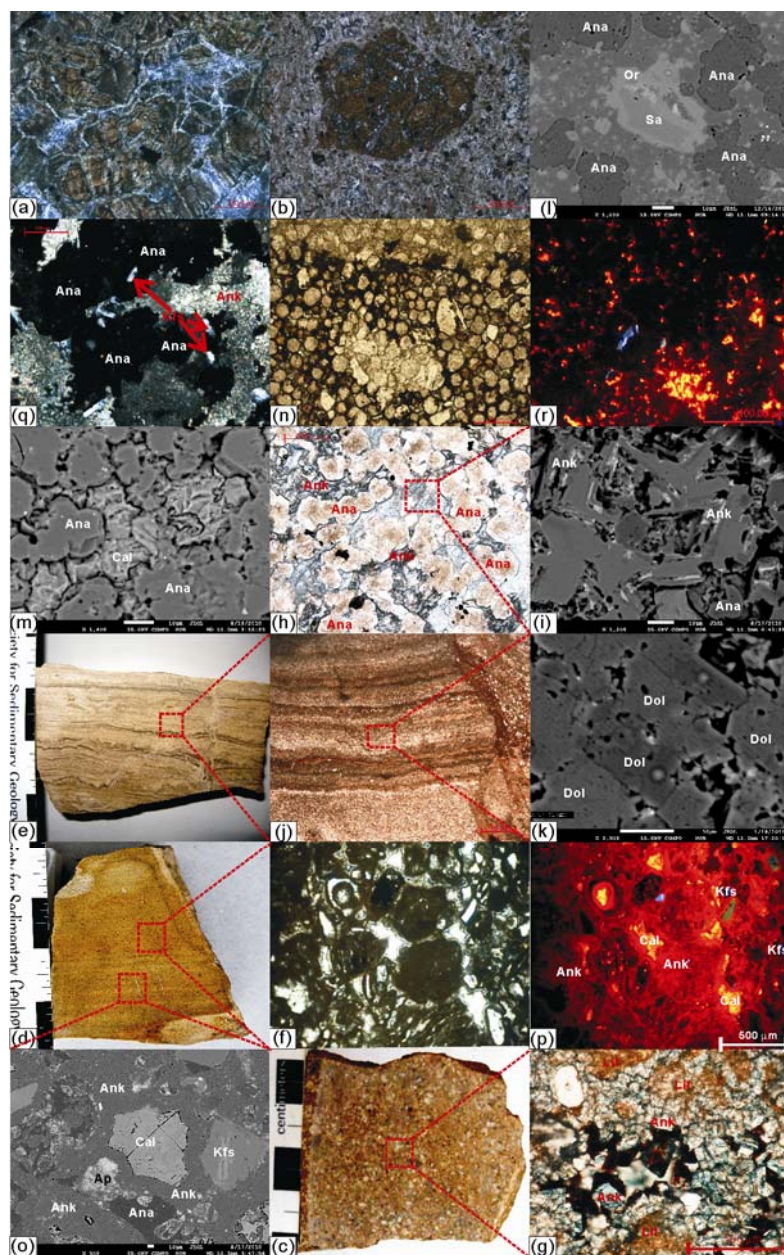


图3 主要造岩矿物显微特征

(a) 火山岩裂缝被碳酸盐充填; (b) 橄榄玄武岩; (c) 砾屑白云岩; (d) 纹层状砂屑白云岩; (e) 纹层状泥晶白云岩; (f) 砂屑白云岩, 砂屑(深褐色)主要为方沸石, 被泥晶铁白云石环绕(白色), 剩余空间充填亮晶方解石(较大的白色); (g) 深褐色菱形铁白云石围绕碎屑边缘生长, 后被铁白云石胶结(染色后显绿蓝色); (h) 铁白云石(染色后为绿蓝色)胶结方沸石, 后者呈被磨圆的淡红色的粒状集合体; (i) 环带状铁白云石(白色为铁含量极高的环带); (j) 纹层白云岩(白色)与纹层泥岩(暗色)构成薄层层系; (k) 纹层白云岩中的白云石晶粒; (l) 残留的方沸石响岩碎块中钾长石斑晶由先结晶的透长石和后结晶的正长石构成, 正长石包裹透长石, 方沸石和钾长石均被熔蚀; (m) 具熔蚀边的方沸石颗粒被方解石胶结; (n) 残留的方沸石响岩碎块, 其中可见未分离的方沸石, 染色后可见方沸石颗粒被铁白云石(深褐色)胶结; (o)与(f)为同一样品, 砂屑为碱性长石和方沸石, 呈不规则微角砾状, 隐晶质铁白云石围绕砂屑生长, 方沸石中含磷灰石; (p)为(f)的阴极发光, 砂屑颗粒(不发光-发蓝光的长石)被铁白云石(暗红色-不发光)胶结, 最后沉积方解石(亮黄色); (q) 方沸石碎屑中包裹了钾长石板条; (r) 方沸石(不发光)被铁白云石(暗红色-不发光)和方解石(亮黄色)胶结; (a), (b), (f), (g), (h), (j), (n)为单偏光显微镜图像, (q) 正交偏光显微镜图像, (p)与(r)为阴极发光照片, (i), (k), (l), (m), (o)为背散射图像. Dol, 白云石; Ana, 方沸石; Cal, 方解石; Ank, 铁白云石; Kfs, 钾长石; Or, 正长石; Sa, 透长石; Lit, 岩屑; Ap, 磷灰石; 阴极发光参照文献[19]

布着细小的方沸石颗粒,反映了更远的搬运距离.

2.2.3 碱性长石

碱性长石也作为碎屑构成白云岩中的砂屑-泥屑. 显微镜下观察其晶型多为板状和长条状,粒度介于 0.1~0.01 mm, 阴极发光下呈天蓝色(图 3(p)), 为火山成因碱性长石^[19], 普遍具有港湾状熔蚀结构, 推测也为方沸石响岩中的斑晶. 经电子探针和 X 光衍射分析, 粒度较大的长石主要为透长石和正长石, 且正长石多包裹透长石(图 3(l)), 部分正长石又被方沸石包裹(图 3(q)); 据资料显示透长石形成温度大于 525℃, 但主要在 800~1100℃结晶, 正长石可以在 750℃ 以下的任何温度形成^[25], 而方沸石的结晶温度在 600~640℃^[24], 这恰好反映了该类过碱性岩浆的矿物结晶序列. 另外, 在白云岩中还有较多的泥屑, 经 X 光衍射测定多为钠长石.

2.2.4 方解石

在各白云岩样品中普遍含有方解石和铁方解石, 主要有两种类型: ① 颗粒状, 晶形较好, 有些充填在白云石胶结物剩余的孔隙中, 有些呈鲕状; ② 云雾状, 粒度为泥晶级, 显微镜下如云雾般浮于方沸石表面. 依据其产状判断及阴极发光分析方解石发亮黄色光^[19](图 3(p), (r)), 推测应为富钙热液流体直接沉淀而成.

3 地球化学特征

3.1 测试方法

本次研究在剖面上由老到新连续选取 10 件白云岩样品, 粉碎至 200 目, 各分为 2 份, 一份送西北大学大陆动力学国家重点实验室测试 Sr 同位素(采用 Nu Plasma 多接收等离子体质谱仪), 一份送中国科学院兰州地质研究所化学测试部分析氧同位素(仪器

型号: MAT252 质谱仪), 并利用氧同位素温度计换算了岩石的平衡温度(计算公式 $t=13.85-4.54\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}+0.04(\delta^{18}\text{O})^2_{\text{PDB}}$ ^[26]), 结果详见表 2. 分别选择 1 件砾屑白云岩及 4 件砂屑白云岩样品, 粉碎至 200 目, 送西北大学大陆动力学国家重点实验室测试稀土元素(仪器型号 ELAN6100DRC 等离子质谱仪), 结果详见表 3.

3.2 测试结果及分析

3.2.1 同位素结果及分析

10 个样品的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 介于 -5‰~-21.1‰, 平均 -10.94‰, 均为负值(表 2), 这与郑荣才等^[16]、Boni 等^[27]、Langhorne 等^[28] 的热白云石氧同位素相似. 温度的升高和淡水的混入均可促使氧同位素值向更负的值趋近^[27], 因此氧同位素值的剧烈变化恰好反映了芦草沟组沉积时期具有深部热液流体与湖水相互作用的特点. 利用氧同位素温度计换算出岩石的平衡温度(所得结果仅用于反映温度变化趋势, 并不能代表真实成岩温度)最高 127.5℃, 最低 37.6℃, 差别较大, 而对应两个高温层的 Yjg-08 及 Yjg-16 均为含方沸石砂屑白云岩, 如果以方沸石含量较高作为距热液喷口较近的标志, 则可解释氧同位素值偏负与温度较高的相关性.

值得注意的是, 10 个样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于 0.70457~0.706194 之间, 平均 0.705360(表 2), 区别于二叠纪全球碳酸盐的 Sr 同位素组成(介于 0.7067~0.7085)^[29], 远低于壳源硅铝质岩 Sr 同位素平均值 0.720 ± 0.005 ^[30], 而与全球幔源锶同位素 0.70350 的平均值十分接近^[31], 表明本区形成白云石的流体主要来源于地幔, 并受到了湖水的混染作用. 本次研究还对本区已有的芦草沟组白云岩的 12 个微量元素进行了分析^[3], 计算其 Mn/Sr 介于 1~3, 可知其锶同位素可以保留其原始的记录^[32,33], 测试值可以代表其原始值.

表 2 岩石全岩氧同位素、锶同位素及换算温度结果

样号	Yjg-03	Yjg-05	Yjg-07	Yjg-08	Yjg-09	Yjg-10-1	Yjg-10-3	Yjg-14	Yjg-16	Yjg-18
$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	-12.2	-6	-5	-21.1	-10	-10.9	-8	-11.1	-19	-6.1
温度(℃)	75.2	42.5	37.6	127.5	63.3	68.1	52.7	69.2	114.6	43.0
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704583	0.705051	0.705083	0.70457	0.704664	0.706194	0.70722	0.704605	0.70529	0.706339

3.2.2 稀土元素结果及分析

芦草沟组白云岩与上覆条湖组及下伏下二叠统粗面岩的稀土元素分析结果由表 3 所示, 出现如下特点: ① 白云岩的 ΣREE 除了一件样品为 202.53×10^{-6} , 其余都在 120.81×10^{-6} 以下, 平均值为 92.43×10^{-6} , 低于下二叠统粗面岩及条湖组玄武岩, 与西蜀盆地沟组湖相喷流白云岩的稀土元素丰度十分相似^[16]; 总体上与上地壳稀土元素特征接近, 说明热液在上升过程中与地壳物质发生了混染作用; ② 在稀土元素配分模式图上(图 4), 不同稀土元素丰度都显示了 LREE 及 HREE 右倾, 总体上反映 LREE 相对富集的配分模式特征; ③ 各砂屑白云岩均显示出强烈的 δEu 负异常及很微弱的 δCe 正异常, 与典型的热水沉积岩稀土分配模式截然相反^[38,39], 而与郑荣才等^[16]所描述的热水喷流岩一致, 推测应与湖水的混入导致的较低的温度(多低于 100°C)有关, 区别于现代洋中脊热水喷口高达数百度的流体^[40]; ④ 从表 3 和图 4 也可看出, 砂屑白云岩的稀土分配模式中 δEu 和 δCe 异常特征与条湖组玄武岩的略微相似, 表明两者在稀土元素物质组分的供给上具有一定的相似性. 而含砾白云岩未显示出 δEu 异常, 可能因为有下伏地层火山岩的大量混入, 而与下二叠统粗面岩的稀土元素

特征略微相似.

4 热液喷流白云岩形成机理

三塘湖地区地表、钻井岩芯的古生物、碳氧同位素及原油中 β -胡萝卜烷和 γ -蜡烷的已有分析结果均显示芦草沟组沉积时期该地区为温暖潮湿、盐度适中的湖泊环境^[3,41]. 本次研究则认为该湖泊具有与一般湖泊性质不同的特殊性: 第一, 芦草沟组的上覆地层条湖组发育了巨厚的以基性-超基性为特点的火山岩, 其下伏地层井子沟组主要发育薄层页片状灰绿色凝灰岩夹灰岩、砂砾岩及火山岩, 上石炭统则发育具丰富裂缝的以中基性为特征的火山岩系及沉积岩, 这种强烈而持续的火山活动反映出该区二叠纪时期地幔物质的活跃性; 第二, 在芦草沟组沉积期间, 不但发育大量纹层状原生白云岩、灰岩及硅质岩, 而且首次发现丰富的方沸石响岩的残留体和凝灰岩(另文讨论), 表明本区当时处于板内伸展环境, 其地温梯度与利用镜质体反射率、流体包裹体测温求取的新疆东部地区石炭纪-二叠纪裂谷发育时期的平均 $4.4^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ^[42]的地温梯度相近, 为高热流背景; 第三, 无论是白云岩还是其他共存岩石, 其中所含的碎屑均

表 3 岩石全岩稀土元素分析结果($\times 10^{-6}$)^{a)}

岩性	砾屑白云岩	砂屑白云岩	砂屑白云岩	砂屑白云岩	砂屑白云岩	早二叠世粗面岩	条湖组玄武岩	原始地幔	上地壳
La	18.51	28.93	25.86	4.02	7.07	27.00	18.00	0.71	30.00
Ce	34.53	69.81	52.39	8.43	14.40	55.00	45.00	1.83	64.00
Pr	3.70	8.71	5.77	0.94	1.45	6.66	6.35	0.28	7.10
Nd	14.21	33.89	20.49	3.75	5.39	26.00	30.00	1.37	26.00
Sm	2.72	8.83	3.71	0.71	1.67	4.60	6.53	0.44	4.50
Eu	0.81	1.16	0.35	0.16	0.21	1.62	1.94	0.17	0.88
Gd	2.45	12.50	3.39	0.59	1.81	4.76	6.64	0.60	3.80
Tb	0.35	2.25	0.49	0.08	0.29	0.59	0.99	0.11	0.64
Dy	2.19	15.59	3.00	0.42	1.48	3.76	5.60	0.74	3.50
Ho	0.48	3.32	0.65	0.08	0.26	0.81	1.19	0.16	0.80
Er	1.57	8.80	1.98	0.23	0.61	2.45	3.36	0.48	2.30
Tm	0.27	1.18	0.32	0.03	0.08	0.34	0.43	0.07	0.33
Yb	1.83	6.67	2.09	0.21	0.42	2.39	2.98	0.48	2.20
Lu	0.30	0.88	0.33	0.03	0.06	0.40	0.46	0.07	0.32
ΣREE	83.92	202.53	120.81	19.68	35.20	136.38	129.47	7.51	146.37
LREE/HREE	7.89	2.96	8.87	10.76	6.03	7.80	4.98	1.77	9.54
δEu	0.96	0.34	0.30	0.75	0.38	1.06	0.90	1.00	0.65
δCe	1.00	1.06	1.03	1.05	1.08	0.99	1.01	0.99	1.06

a) 原始地幔稀土元素引自文献[34]; 上地壳稀土元素引自文献[35]; 粗面岩及玄武岩稀土元素数据引自文献[36]; 球粒陨石标准引自文献[37]

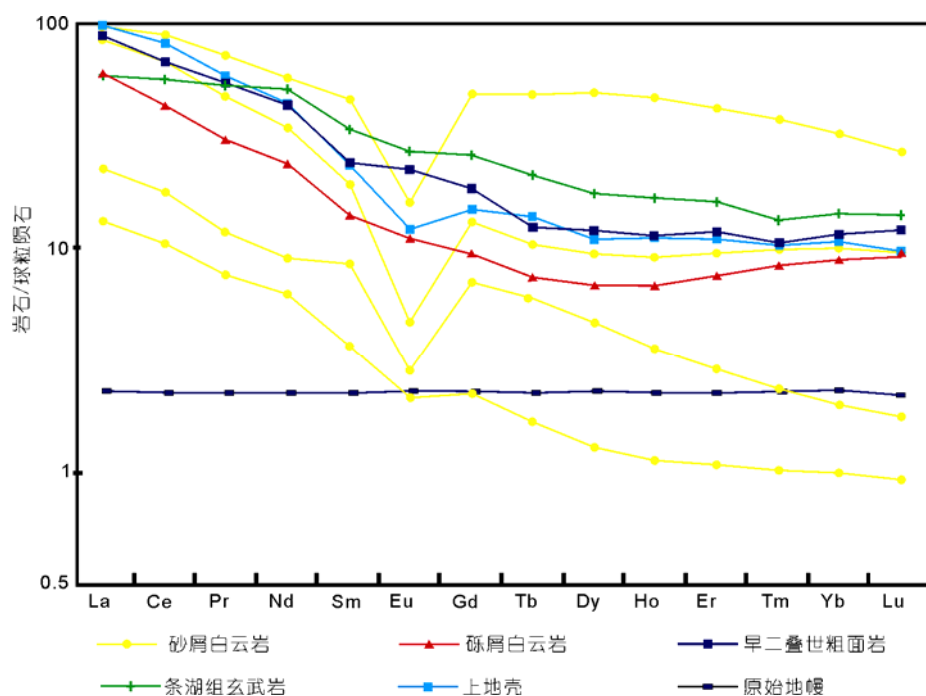


图 4 白云岩稀土元素配分模式图

为方沸石、碱性长石、凝灰岩晶屑、玻屑等内碎屑，而基质均为泥晶白云石、方解石及石英，或者为化学沉淀的胶结物，它们均呈纹层状并交替出现构成互纹层，表明该湖泊为以内碎屑为主的欠补偿型深水湖盆；第四，少数白云岩显示出极高的盐度和磷灰石，表明其物质成分来源有其特殊性。

在上述基础上，并根据同位素以及稀土元素分析结果，我们认为三塘湖地区在二叠纪芦草沟时期发育了一套与地幔热液喷流作用相关的白云岩及其共生岩石组合，它的形成机理初步分析如下：在当时较高的地热梯度下，过碱性岩浆、中酸性岩浆以及富含 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 和 CO_3^{2-} 的碱性热液交替喷发和喷流，形成过碱性岩浆岩和热液碳酸盐岩。首先，来自较深地幔的岩浆沿大的拉伸断裂系统上升到壳幔边界，储积成岩浆房，随后喷出地表。在过碱性岩浆中，以中性岩的过碱性岩——响岩的数量最大，该岩浆在运移通道中呈“晶粥”状，在上升过程中随温度降低依次结晶出透长石、正长石、方沸石、钠长石，在其喷入湖水时，由于环境变化剧烈（从高温高压迅速变为低温低压环境）而产生“喷爆”作用，使上述斑晶破碎并堆积在喷流口附近。这些岩石碎屑较大，破碎强烈，多呈棱角状，最终被铁白云石或白云石胶结，形

成具有“微角砾结构”的喷爆角砾岩和具有典型的同生变形层理构造及漩涡状构造的喷流岩；在岩浆间歇期，碳酸盐型热液发生喷流，热液上涌的喷流力和冷、热液体间的对流作用使水体产生局部的动荡环境，使已沉积下来的岩浆岩碎屑遭到搬运和磨圆，最终被从湖水中沉淀的泥晶白云石所胶结。在距喷流口一定距离处，湖水较平静，形成含不等量方沸石、钾长石细小碎屑的砂屑白云岩。远离喷流口处，为较纯白云石构成的泥晶白云岩，基本不含或含少量方沸石、钾长石等细小碎屑。后两类白云岩具有平直的纹层或微波状层理。

阴极发光显示了从发蓝色光(长石)、不发光(方沸石)向暗红色-不发光(铁白云石)暗红色(白云石)，再向亮黄色(方解石)的过渡(图 3(f), (o))，该变化恰好反映了热液流体随时间的变化而 Mn^{2+} (阴极发光激活剂)和 Fe^{2+} (阴极发光猝灭剂)^[19] 摄入量的变化，很好的展现出铁白云石、白云石早于方解石生成的世代关系，X 光分析和薄片染色同时证实铁白云石和白云石并不共生，因此也可说明热液中 Fe^{2+} 的来源是有一定间隔期的。上述现象表明白云石并非由方解石经过白云石化而成，而是从混合了地幔热液的湖水中直接沉淀的。

本区上述岩石具有“白烟型”地幔热液喷流岩的

典型特征. 如果以富含方沸石层(方沸石含量>30%)作为一次火山与热液喷发旋回的标志, 则剖面上可识别出9次; 如果以氧同位素值的剧烈变化及其所换算出的温度异常变化作为标志, 则可识别出5次. 但两种方法的层位并非一一对应, 因此, 在芦苇沟沉积时期, 火山溢流与热液喷流是多期次的、脉动式的, 且持续了较长时间.

5 结论

综上所述, 本区白云岩主要具有以下特征: ① 产状: 具纹层状的互纹层-薄层, 表明该套岩层为产于深水中的同沉积岩层; ② 粒度: 白云石多介于0.01~0.05 mm, 大部分呈等粒的泥晶, 晶体形态较差, 反映了在热梯度高的热卤水池中, 湖底喷流热液与湖水的快速混合沉淀; ③ 结构: 白云石和铁白云石多作为胶结物产出, 在部分白云岩中呈泥屑; 铁白云

石由于铁的含量变化而显示环带结构; ④ 镁、铁离子来源: 在地幔隆起时, 超基性岩浆底辟到下地壳, 来自地幔的流体使超基性岩发生蛇纹石化, 放出大量镁离子、铁离子^[43], 为该区白云石、铁白云石的形成提供了重要的成分来源. 剖面上铁白云石层多于白云石层, 表明流体中镁、铁离子的供给量是非常充分的. 另一方面, 碎屑颗粒无法提供白云石形成所必须的镁、铁离子(作为内碎屑的方沸石和碱性长石均为架状铝硅酸盐矿物, 其阳离子只有钾和钠), 它们只能来源于深部流体.

综合上述特点, 结合 Sr 同位素、氧同位素和稀土元素分析结果, 笔者认为本次研究的白云岩是一种罕见的地质历史时期陆内伸展背景下的裂谷盆地地幔热液喷流型原生白云岩, 该套岩石的发现不仅对白云岩成因的认识具有重要科学意义, 而且对于探讨新疆北部晚古生代的区域构造背景及沉积环境具有重要的启示.

致谢 西北大学刘洪福教授和吐哈油田傅国斌高工在野外期间给予了指导, 审稿人提出修改建议, 在此表示衷心的感谢.

参考文献

- Pettijohn F J, 著. 李汉瑜, 徐怀大, 胡伯良, 等, 译. 沉积岩. 北京: 石油工业出版社, 1981. 340-421
- Wright D T, Wacey D. Sedimentary dolomite: A reality check. *Geol Soc London Spec Publ*, 2004, 235: 65-74
- 李红, 柳益群, 朱玉双. 新疆三塘湖盆地二叠系湖相白云岩成因初探. *沉积学报*, 2007, 25: 75-80
- 张晓宝. 准噶尔盆地南缘东部中二叠统芦苇沟组黑色页岩中白云岩夹层的成因探讨. *沉积学报*, 1993, 11: 132-138
- 朱玉双, 柳益群, 周鼎武. 三塘湖盆地中二叠统芦苇沟组白云岩成因. *西北地质*, 2009, 42: 95-99
- 张永生, 侯献华, 张海清, 等. 江汉盆地潜江凹陷上始新统含盐岩系准原生白云岩的沉积学特征与形成机理. *古地理学报*, 2006, 8: 441-455
- 黄志诚, 杨守业, 陈智娜. 原生白云石与交代白云石的矿物学对比研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26: 544-550
- 黄思静, Hairuo Q, 胡作维, 等. 四川盆地东北部三叠系飞仙关组碳酸盐岩成岩作用和白云岩成因的研究现状和存在问题. *地球科学进展*, 2007, 22: 495-501
- 方少仙, 侯方浩, 董兆雄, 等. 黔桂泥盆、石炭系白云岩的形成模式. *石油与天然气地质*, 1999, 20: 34-38
- Folk R L, Land L S. Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. *AAPG Bull*, 1975, 59: 60-68
- Humphrey J D, Quinn T M. Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform margin carbonates. *J Sed Petrol*, 1989, 59: 438-454
- Luczaj J A. Evidence against the Dorag (mixing-zone) model for dolomitization along the Wisconsin arch—A case for hydrothermal diagenesis. *AAPG*, 2006, 90: 1719-1738
- Tunnicliffe V, Fowler R C M. Influence of seafloor spreading on the global hydrothermal vent fauna. *Nature*, 1996, 379: 531-533
- 庞艳春, 林丽, 朱利东, 等. 热液喷口生物群的研究现状. *成都理工学院学报*, 2002, 29: 448-452
- Tiercelin J J, Thouin C, Kalala T. Discovery of sublacustrine hydrothermal activity and associated massive sulfides and hydrocarbons in the north Tanganyika Trough, east African Rift. *Geology*, 1993, 17: 1053-1056
- 郑荣才, 文华国, 范铭涛, 等. 酒席盆地下沟组湖相白云岩型喷流岩岩石学特征. *岩石学报*, 2006, 22: 3027-3038
- 柳益群, 李红, 朱玉双, 等. 白云岩成因探讨: 新疆三塘湖盆地发现二叠系湖相喷流型热水白云岩. *沉积学报*, 2010, 28: 861-867
- 周鼎武, 柳益群, 邢秀娟, 等. 新疆吐-哈、三塘湖盆地二叠纪玄武岩形成古构造环境恢复及区域构造背景示踪. *中国科学 D 辑: 地*

球科学, 2006, 36: 143–153

- 19 宋志敏. 阴极发光地质学基础. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993. 16–82
- 20 潘兆橐. 结晶学及矿物学. 北京: 地质出版社, 1994. 208–215
- 21 Wilkinson J F G. Analcime phenocrysts in a vitrophyric analcinite-primary or secondary? *Contrib Mineral Petrol*, 1977, 64: 1–10
- 22 Roux J, Hamilton D L. Primary igneous analcime—An experimental study. *J Petrol*, 1976, 17: 244–257
- 23 Gupta A K, Fyfe W S. Leucite survival: The alteration to analcime. *Canadian Mineral*, 1975, 13: 361–363
- 24 蒋云, 赵珊茸, 马昌前. 青藏高原当雄地区方沸石响岩的主要造岩矿物特征: 原生方沸石的证据. *地球科学*, 2008, 33: 320–327
- 25 陈文明, 盛继福, 钱汉东. 西藏玉龙斑岩铜矿含矿斑岩体钾长石斑晶的有序度及成因探讨. *岩石学报*, 2006, 22: 1017–1022
- 26 余志伟. 碳氧同位素在白云岩成因研究中的应用. *矿物岩石地球化学通报*, 1999, 18: 103–105
- 27 Boni M, Parentea G, Bechstadt T, et al. Hydrothermal dolomites in SW Sanlinia (Italy): Evidence for a widespread late-variscan fluid flow event. *Sediment Geol*, 2000, 131: 181–200
- 28 Langhorne B, Smith J. Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black Rivers in New York. *AAPG Bull*, 2006, 90: 1691–1718
- 29 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
- 30 Faure G. *Principles of Isotope Geology*. 2nd ed. New York: John Wiley and Sons, 1986. 160–230
- 31 Palmer M R, Elderfield H. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature*, 1985, 314: 526–528
- 32 Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotope composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res*, 1995, 73: 27–49
- 33 Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. The Vendian record of Sr and Cisotopic variations in sea-water: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 120: 409–430
- 34 McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of continental lithospheric mantle. In: Meyer H O A, Leonardos O H, eds. *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Rio de Janeiro, 1991 1: 478–485
- 35 Taylor S R, McLennan S M. The composition and evolution of the continental-crust-rare-earth element evidence from sedimentary-rocks. *Philosoph Trans Royal Soc London*, 1981, 301: 381–399
- 36 赵泽辉, 郭召杰, 韩宝福, 等. 新疆三塘湖盆地古生代晚期火山岩地球化学特征及其构造-岩浆演化意义. *岩石学报*, 2006, 22: 199–214
- 37 Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 1983. 63–114
- 38 Murray R W, Buchholtz T, Jones D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 1990, 18: 268–271
- 39 Marchig V, Gundlach H, Moller P, et al. Some geological indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal matalliferous sediments. *Mar Geol*, 1982, 50: 241–256
- 40 Morad S, Felitsyn S. Identification of primary Ce-anomaly signatures in fossil biogenic apatite: Implication for the Cambrian oceanic anoxia and phosphogenesis. *Sediment Geol*, 2001, 143: 259–264
- 41 冯乔, 柳益群, 郝建荣. 三塘湖盆地芦草沟组烃源岩及其古环境. *沉积学报*, 2004, 22: 721–725
- 42 柳益群, 袁明生, 周鼎武, 等. 新疆吐鲁番-哈密盆地地质热历史研究新进展. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31: 257–264
- 43 Kelley D S, Karson J A, Blackman D K, et al. An off-axis hydrothermal vent field near the mid-Atlantic Ridge at 30°N. *Nature*, 2001, 412: 145–149