

# 广西盘龙铅锌矿床赋矿地层 有机质特征与成矿作用关系探讨

安鹏鑫<sup>1,2</sup>, 汤静如<sup>1</sup>, 曾南石<sup>1</sup>, 白令安<sup>1</sup>, 赵义来<sup>1</sup>, 余 何<sup>3</sup>

(1. 桂林理工大学 a. 地球科学学院; b. 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 广西 桂林 541006;  
2. 广西壮族自治区二七四地质队, 广西 北海 536005; 3. 贺州学院 建筑工程学院, 广西 贺州 542899)

**摘 要:** 盘龙铅锌矿床赋矿地层为下泥盆统上伦组, 有机质发育。采用岩石光薄片显微鉴定、有机质含量、有机质抽提、族组分分离及饱和烃色谱-质谱等实验测试分析, 研究了赋矿地层及典型矿石的有机质特征及其地质意义, 并对有机质与铅锌成矿的关系进行探讨。结果表明, 矿石中存在原生有机质和运移有机质, 有机碳含量与铅锌矿化呈正相关关系;  $\Sigma C_{21-}/\Sigma C_{22+}$  平均为 0.544、 $(nC_{21} + nC_{22})/(nC_{28} + nC_{29})$  平均为 1.381、规则甾烷/17 $\alpha$ (H)-藿烷平均为 0.325, 认为赋矿地层有机质以陆相生物为主, 少量来自海相菌藻类水生生物输入; OEP 和 CPI 平均值均接近于 1、Pr/C<sub>17</sub> 和 Ph/C<sub>18</sub> 平均值下降、Ts/Tm 值均大于 1、C<sub>32</sub> 二升藿烷的 22S/(22S+22R) 在 0.553~0.604、 $\beta\alpha$ -莫烷/ $\alpha\beta$ -藿烷在 0.141~0.247、规则甾烷 5 $\alpha$ -C<sub>29</sub> 20S/(20R+20S) 与  $\beta\beta/(\alpha\alpha + \beta\beta)$  平均值分别为 0.442、0.460, 表明赋矿地层有机质正处于成熟演化阶段; 规则甾烷 C<sub>27</sub>~C<sub>29</sub> 呈不对称“V”分布、伽马蜡烷指数和升藿烷指数均偏低, 表明在晚古生代沉积成岩时矿区沉积水体较浅、盐度较低, 为弱氧化环境。受喷流热液影响, 有机质可以促使早期相对开放性成矿环境向还原性状态转变, 同时还可与 Pb、Zn 等金属阳离子发生吸附络合作用, 保证了矿质顺利迁移, 为铅锌金属的大规模成矿提供了条件。

**关键词:** 有机质; 饱和烃气相色谱; 生物标志化合物; 成矿作用; 盘龙铅锌矿; 广西

**中图分类号:** P593; P618.42

**文献标志码:** A

广西盘龙铅锌矿床是大瑶山西侧铅锌多金属成矿带的典型矿床, 近年来找矿效果显著, 铅锌储量已经达到大型规模。目前, 该矿床的地质研究已经较为系统, 尤以对矿床成因的研究更为深入。前人对矿床成因的研究主要从矿石组构特征、硫铅同位素特征、稀土地球化学特征、流体包裹体等方面开展, 矿床成因类型则趋向于喷流沉积改造型矿床<sup>[1-4]</sup>。早期研究发现, 区域上的含矿岩系普遍存在有机质, 有机质的演化与区域金属成矿作用密切相关<sup>[4-7]</sup>, 盘龙铅锌矿作为该地区最具规模的铅锌矿床, 是该区域研究有机质与金

属成矿关系的理想目标, 虽然有研究者对该矿床的有机质与成矿作用进行了初步分析, 但不够系统。本文在前人认识的基础上, 以盘龙铅锌矿床赋矿地层为研究对象, 对矿石和围岩中有机质进行显微岩相学、有机地球化学特征研究, 分析有机质的来源、演化程度及沉积环境, 在此基础上探索有机质与铅锌成矿的关系, 以期对该区的铅锌成矿作用有更深入的认识。

## 1 矿区地质及赋矿地层特征概述

盘龙铅锌矿床在大地构造位置上处于桂中凹

**收稿日期:** 2019-01-20

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(41662009); 广西自然科学基金项目(2014GXNSFAA118297); 广西高校中青年教师科研基础能力提升项目(2019KY0729)

**作者简介:** 安鹏鑫(1990—), 男, 硕士, 地质学专业, anpengxin@foxmail.com。

**通讯作者:** 汤静如, 博士, 副教授, tjrl18@glut.edu.cn。

**引文格式:** 安鹏鑫, 汤静如, 曾南石, 等. 广西盘龙铅锌矿床赋矿地层有机质特征与成矿作用关系探讨[J]. 桂林理工大学学报, 2020, 40(1): 36-46.

陷与大瑶山隆起结合部位,具有同生断裂性质的近南北向永福-东乡断裂带及北东向凭祥-大黎断裂贯穿全区。矿区出露地层有寒武系、泥盆系,主要含矿层位为下泥盆统上伦组( $D_1sl$ )。矿区勘探出主要矿体(2号矿体)走向长约1300 m,倾斜延深近1000 m(深部尚未被工程控制),平均厚度约17 m。矿体产状与围岩基本一致,总体倾向 $340^\circ$ ,倾角 $77^\circ\sim 88^\circ$ ,局部地段直立或反倾,矿体在剖面上呈陡立的板柱状延伸,赋存于上伦组上部距灰岩段界面50 m左右、矿化层厚50~55 m区间内的层间碎裂白云岩中。矿石品位中等偏低, $Pb+Zn$ 品位小于4%;矿石类型为闪锌矿矿石、方铅闪锌矿矿石等;矿石矿物组合比较简单,矿石矿物主要为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿,脉石矿物主要为白云石、重晶石。矿石结构主要为粒状结构、自形结构、球状结构,矿石构造常见角砾状构造、浸染状构造,少见条带状构造。

上伦组岩性以深灰色中厚层状白云岩为主,夹白云质灰岩,局部夹少量硅质岩。其中:上部白云岩以深灰色为主,少量灰色、浅灰色,中-粗晶结构,中厚层状,含层孔虫、苔藓虫等生物化石,厚约160 m;中下部白云岩以细微晶结构为主,颜色比上部浅,薄中层状,厚度大于800 m。铅锌的主要含矿部位在上部,平均厚55 m;层间破碎带发育,并伴有重晶石化、白云岩化及硅化现象,偶见沥青质薄膜沿岩石裂隙面分布。

## 2 赋矿地层有机质特征

本次研究样品主要取自盘龙铅锌矿区12号勘探线-320 m中段81200穿脉内的上伦组顶部的含矿地层,其余为矿山各中段的典型矿石。

### 2.1 有机质岩相学及有机碳特征

该组顶部地层常见灰黑色、黑色岩石,部分岩石裂隙面上有沥青质薄膜发育,局部层位分布有层孔虫等生物化石(图1a、b)。对20余件样品进行了显微岩相学观察,在光片中:方铅矿中呈均质白色,闪锌矿呈灰色略带棕色,黄铁矿呈淡黄色或铜黄色,白云石呈深灰色;炭质物多分布于白云石晶粒间,呈黑色斑点,无光泽(图1c),沥青质总体为深蓝灰-黄灰色。镜下有机质大致可分为原生有机质和运移有机质两种类型:前者赋存在黄铁矿球粒的中间,或者呈薄层、薄膜状分布于金属矿物细颗

粒的叠层状纹层界面(图1d、e);后者多沿着金属矿物裂隙、边缘分布(图1f),与后期热液脉产状一致。镜下常见到球状堆垛结构的黄铁矿(图1d)和偶见叠层石状结构的黄铁矿(图1e),两者均属生物结构,表明为热水活动的产物。

样品有机碳测试结果表明(表1),有机碳含量最高为0.69%,最低小于0.02%,平均为0.2%。矿化样品有机碳含量平均为0.25%,白云岩样品有机碳含量平均为0.10%。

### 2.2 有机地球化学实验分析

根据样品镜下观察结果、有机碳含量及有机质氯仿沥青“A”抽提情况,选取其中6件样品进行族组分薄板分离、饱和烃气相色谱-质谱实验。相关测试工作在中国石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所实验研究中心完成。

2.2.1 实验方法与流程 氯仿沥青“A”抽提的检测条件:分析天平感量为0.1 mg,抽提物溶剂的温度 $\leq 40^\circ\text{C}$ ,加热温度 $\leq 85^\circ\text{C}$ ,样品粉碎至粒径0.18 mm以下。检测流程:将粉末样品置于索氏抽提器中,在热水浴上氯仿沸状态下不断地用氯仿抽提,经过72 h,萃取获得氯仿沥青“A”;将多次抽提出的氯仿沥青“A”采用族组分薄板分离法分离后,再进一步对饱和烃进行气相色谱及色谱-质谱分析。饱和烃气相色谱用Agilent 7890气相色谱仪,配置DB5毛细管色谱柱( $25\text{ m}\times 0.20\text{ mm}\times 0.33\text{ }\mu\text{m}$ );氢火焰离子化检测器(FID),温度为 $320^\circ\text{C}$ ;柱温 $60\sim 310^\circ\text{C}$ (20 min),升温速率为 $6^\circ\text{C}/\text{min}$ ,载气为氦气。色谱-质谱分析用Agilent 5977B MSD气相色谱-质谱分析仪,进样口温度 $290^\circ\text{C}$ ,进样方式为自动无分流,氦气流量为 $1.0\text{ mL}/\text{min}$ ;升温程序为 $80^\circ\text{C}$ (3 min)- $3^\circ\text{C}/\text{min}\rightarrow 230^\circ\text{C}$ - $2^\circ\text{C}/\text{min}\rightarrow 310^\circ\text{C}$ (15 min);离子源类型EI+,离子源温度为 $230^\circ\text{C}$ ,传输线温度为 $300^\circ\text{C}$ ;扫描模式为SIM,扫描周期为0.66 cyc/s。

2.2.2 饱和烃气相色谱分析 样品中正构烷烃碳数分布范围在 $C_{13}\sim C_{38}$ ,围岩比矿石碳数分布范围宽。主峰碳形式主要有前峰单峰型、后峰双峰型,主峰碳为 $C_{18}$ 、 $C_{20}$ 、 $C_{25}$ 和 $C_{27}$ 。样品中均检测到不等量的姥鲛烷(Pr)、植烷(Ph)、降姥鲛烷、法尼烷等(图2)。样品 $\Sigma C_{21-}/\Sigma C_{22+}$ 为0.142~0.945,平均0.554;有机质生物输入指标 $(nC_{21}+nC_{22})/(nC_{28}+nC_{29})$ 在0.453~2.847,平均为1.381;姥

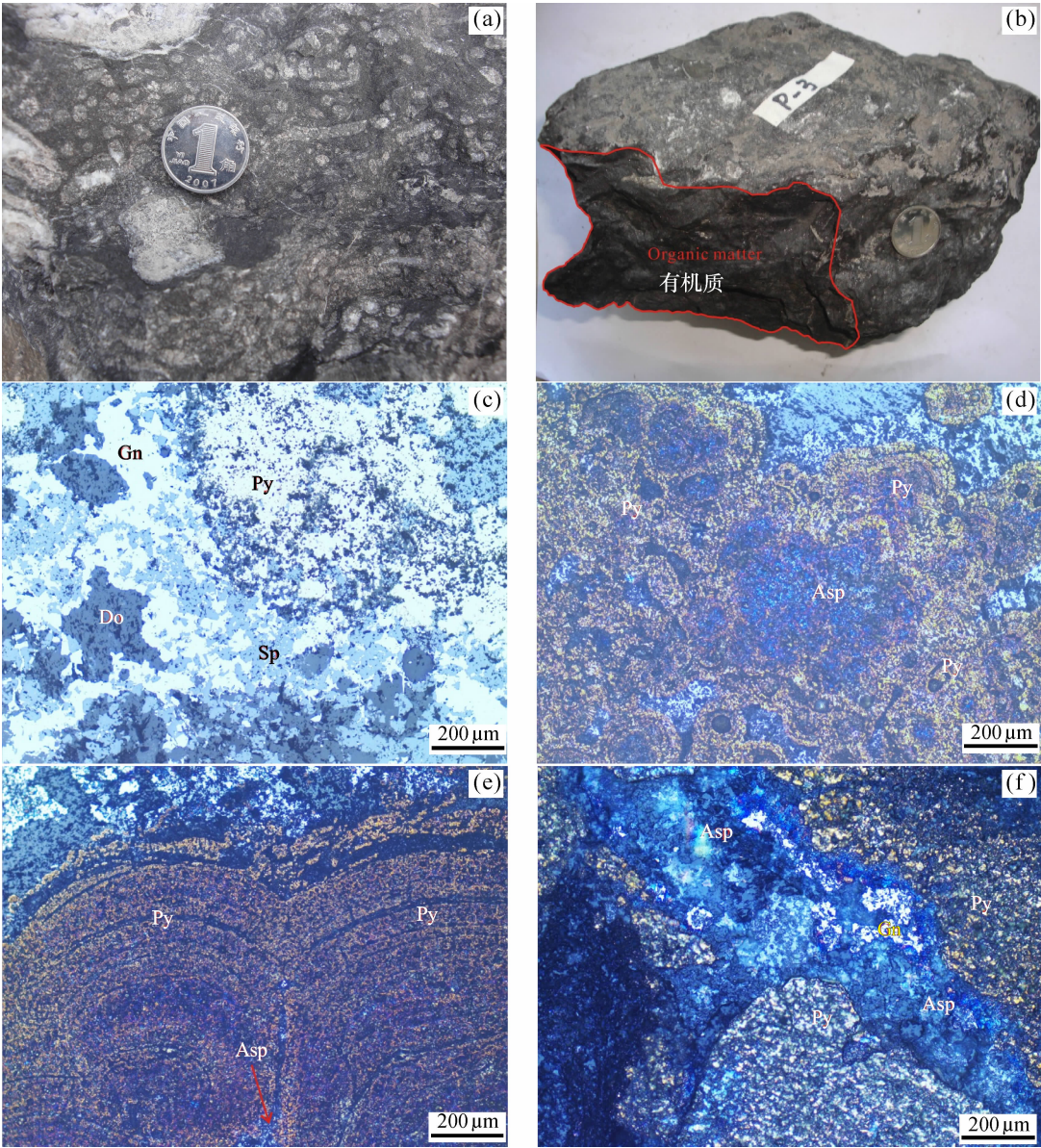


图 1 盘龙铅锌矿床赋矿地层中有机质宏观与显微岩相学照片

Fig. 1 Macro and micro-petrography pictures of organic matter in Panlong Pb-Zn deposit  
a—白云岩中的层孔虫化石；b—白云岩裂隙面中的有机质；c—矿石中矿物组合（反射光）；d—黄铁矿球粒核心有机质（反射光）；e—黄铁矿的叠层状生物构造（反射光）；f—金属矿物裂隙有机质（反射光）；Asp—沥青质；Do—白云石；Gn—方铅矿；Sp—闪锌矿；Py—黄铁矿

表 1 样品有机碳、总硫、氯仿沥青“A”及 Pb、Zn 含量

Table 1 Contents of organic carbon, total sulfur, chloroform bitumen “A” and Pb, Zn of the samples

样号	岩性特征	Corg/%	总 S/%	氯仿沥青“A”/10 <sup>-6</sup>	Pb/10 <sup>-6</sup>	Zn/10 <sup>-6</sup>
P-2	铅锌矿石	0.15	>10	10.79	>10 000	>10 000
P-3	炭质矿化白云岩	0.69	2.98	4.33	755	2 850
P-4	铅锌矿石	0.33	10.8	3.48	>10 000	>10 000
P-18	矿化白云岩	<0.02	1.19	10.58	436	1 800
P-22	含炭矿化白云岩	0.23	1.08	2.59	2 000	8 600
P-24	铅锌矿石	0.09	7.6	0.39	>10 000	>10 000
P-25	矿化白云岩	0.08	4.43	0.68	378	667
P-27	铅锌矿石	0.22	13.00	2.22	9 200	>10 000
P-29	白云岩	0.11	1.08	1.03	62.4	68
P-31	白云岩	0.10	1.55	2.37	26.4	16

注：Pb、Zn 含量及 P-2、P-18 的有机碳、总硫含量分析单位为澳实分析检测（广州）有限公司；其他项目的分析单位为中国石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所实验研究中心。

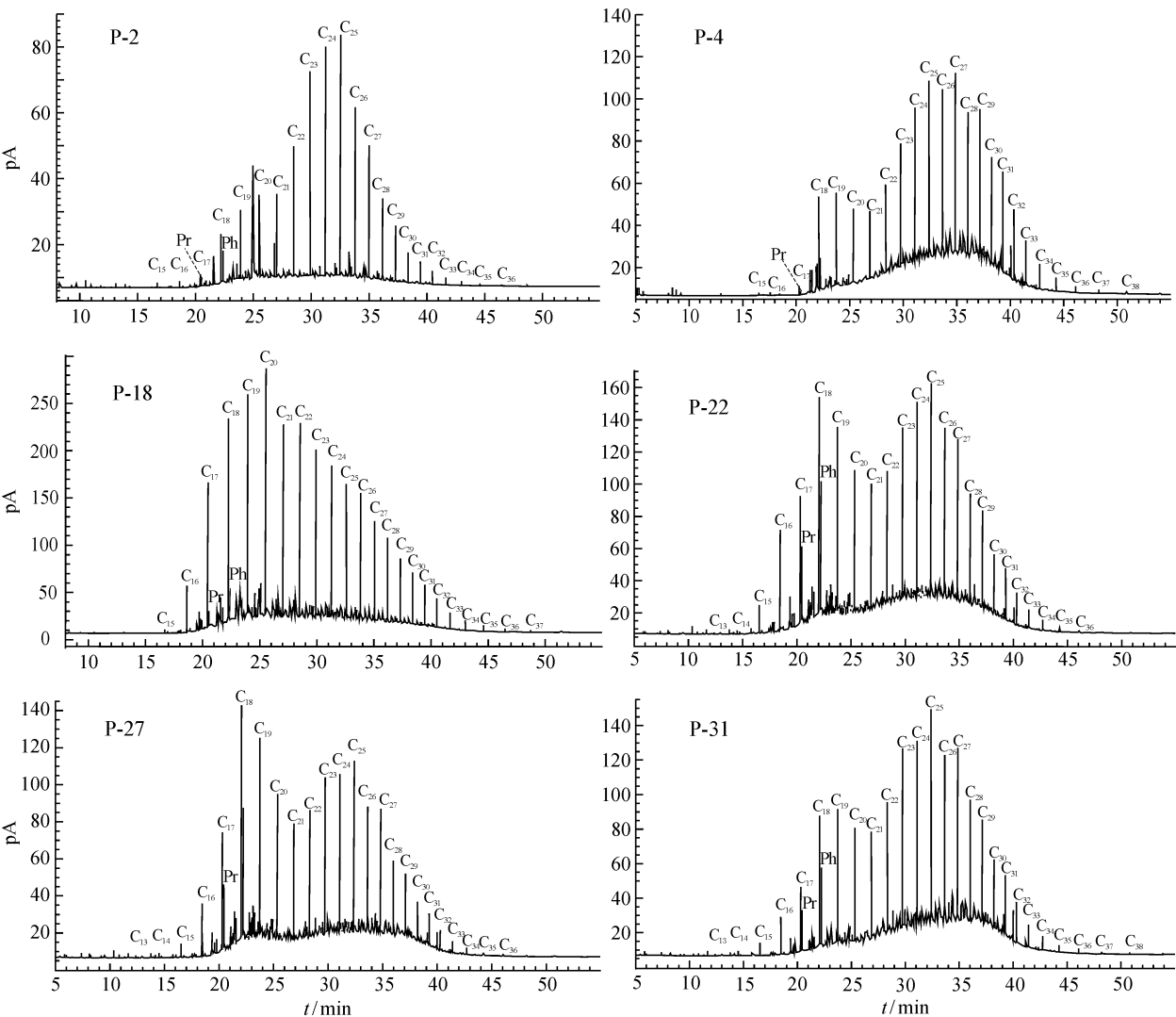


图 2 矿石 (P-2、4、27) 和近矿围岩 (P-18、22、31) 总离子流 (TIC) 图  
Fig. 2 Total ion current trace (TIC) diagrams of ore (P-2,P-4,P-27) and surrounding rock (P-18,P-22,P-31)

鲛烷与正十七烷的比值 ( $Pr/C_{17}$ ) 在 0.125 ~ 0.867, 平均为 0.609; 植烷与正十八烷的比值 ( $Ph/C_{18}$ ) 在 0.173 ~ 0.921, 平均为 0.678; 姥鲛烷与植烷的比值 ( $Pr/Ph$ ) 在 0.091 ~ 0.469, 平均为 0.356; 正构烷烃奇偶优势指数 ( $OEP$ ) 在 0.764 ~ 1.205, 平均为 1.047; 碳优势指数 ( $CPI$ ) 在 0.980 ~ 1.253, 平均

为 1.179 (表 2)。  
2.2.3 饱和烃色质分析 分别用定量离子质荷比 ( $m/z$ ) 217 和 191 对色谱图进行扫描获得甾类、萜类化合物质量色谱图。所有样品有机质均检测到了孕甾烷、胆甾烷、重排胆甾烷、三环萜烷、四环萜烷和五环三萜烷 (图 3、4, 表 3), 其中五环三萜烷

表 2 正构烷烃和类异戊二烯烷烃参数  
Table 2 N-alkane and isoprenoid alkane parameters of the samples

样号	峰型特征	碳峰范围	主峰位置	$\Sigma C_{21-} / \Sigma C_{22+}$	$(nC_{21} + nC_{22}) / (nC_{28} + nC_{29})$	$Pr/C_{17}$	$Ph/C_{18}$	$Pr/Ph$	$OEP$	$CPI$
P-2	后单高峰	$C_{15} \sim C_{36}$	$C_{25}$	0.203	1.484	0.867	0.921	0.253	1.080	1.176
P-4	后单高峰	$C_{15} \sim C_{37}$	$C_{27}$	0.142	0.453	0.504	0.642	0.091	1.195	1.208
P-18	前单高峰	$C_{15} \sim C_{37}$	$C_{20}$	0.945	2.847	0.125	0.173	0.433	0.838	0.980
P-22	双峰	$C_{13} \sim C_{36}$	$C_{18}$ 和 $C_{25}$	0.728	1.117	0.700	0.792	0.465	1.197	1.253
P-27	前高双峰	$C_{13} \sim C_{36}$	$C_{18}$ 和 $C_{25}$	0.916	1.483	0.676	0.741	0.427	0.764	1.250
P-31	后单高峰	$C_{13} \sim C_{38}$	$C_{25}$	0.387	0.899	0.779	0.799	0.469	1.205	1.207



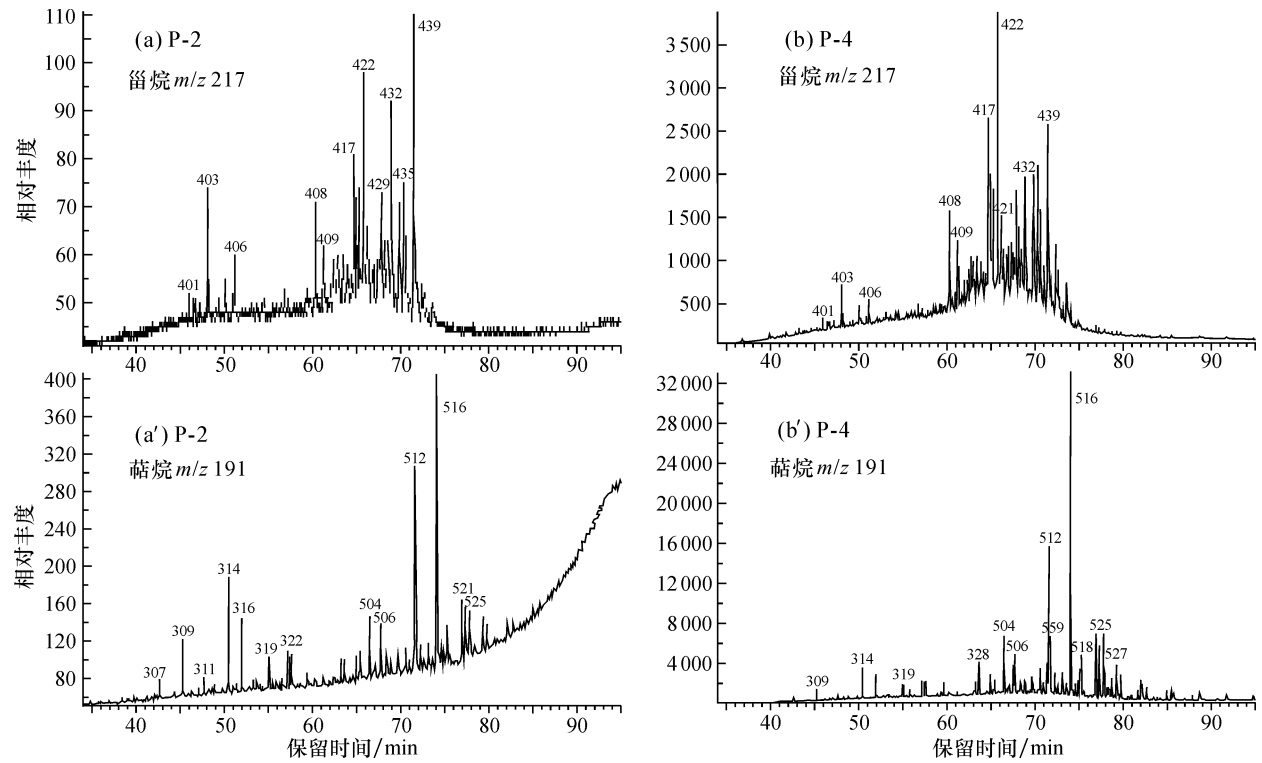


图3 矿石 (P-2、4) 中生物标志化合物质量色谱图  
Fig. 3 Mass chromatograms of biomarker in ore (P-2, P-4)

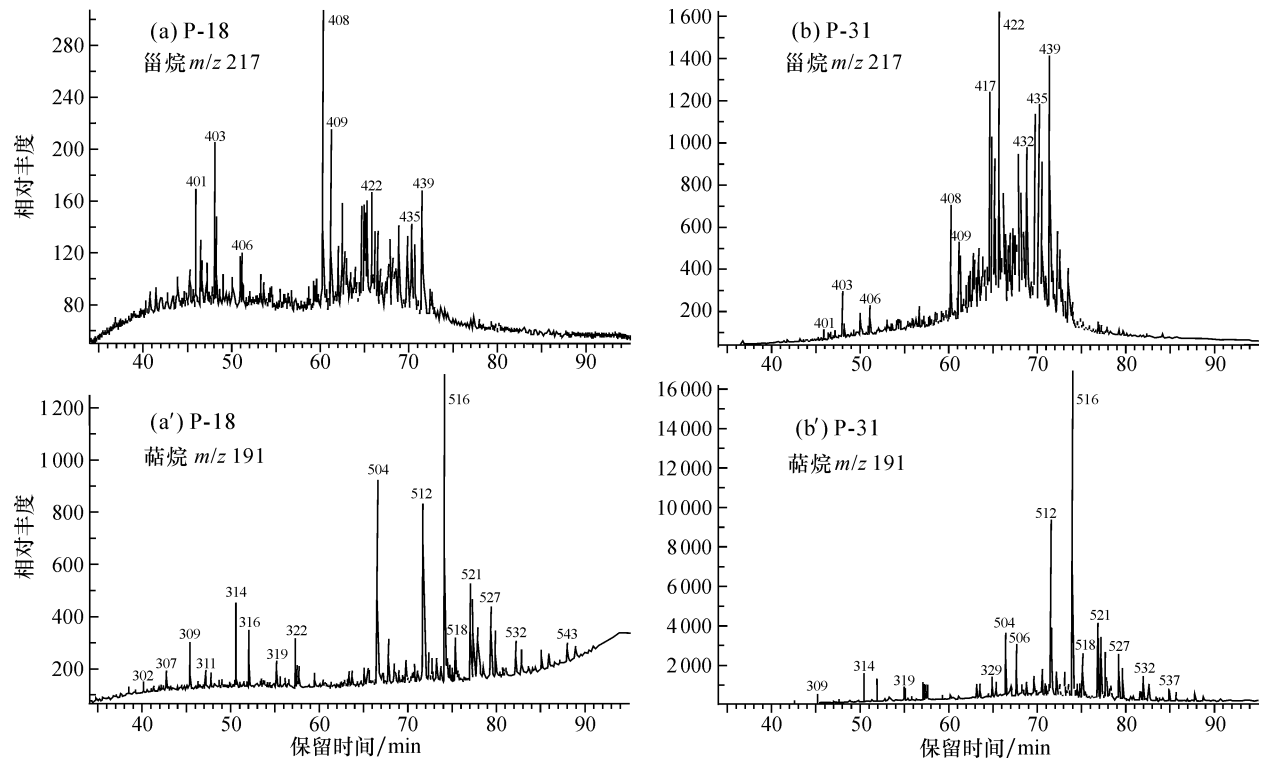


图4 近矿围岩 (P-18、31) 中生物标志化合物质量色谱图  
Fig. 4 Mass chromatograms of biomarker in surrounding rock (P-18, P-31)

中检测到了藿烷系列及非藿烷系列中的伽马蜡烷。 $5\alpha(\text{H})$ ,  $14\alpha(\text{H})$ ,  $17\alpha(\text{H})$ -胆甾烷( $20R$ )；P-18 甾烷 P-2 甾烷化合物的主峰 (峰号 439) 为 24-乙基, 烷化合物的主峰 (峰号 408) 为  $13\beta(\text{H})$ ,  $17\alpha(\text{H})$ -重

表 3 实验样品甾烷、萜烷系列化合物鉴定结果  
Table 3 Sterane and terpane serial compounds of the samples

甾烷( <i>m/z</i> 217)			萜烷( <i>m/z</i> 191)		
峰号	分子式	化合物名称	峰号	分子式	化合物名称
401	C <sub>21</sub> H <sub>36</sub>	5β(H),14α(H)-孕甾烷-C <sub>21</sub>	302	C <sub>19</sub> H <sub>34</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>19</sub> 三环萜烷
403	C <sub>21</sub> H <sub>36</sub>	5α(H),14β(H)-孕甾烷-C <sub>21</sub>	307	C <sub>20</sub> H <sub>36</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>20</sub> 三环萜烷
406	C <sub>22</sub> H <sub>38</sub>	甾烷-C <sub>22</sub>	309	C <sub>21</sub> H <sub>38</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>21</sub> 三环萜烷
408	C <sub>27</sub> H <sub>48</sub>	13β(H),17α(H)-重排胆甾烷(20S)	311	C <sub>22</sub> H <sub>40</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>22</sub> 三环萜烷
409	C <sub>27</sub> H <sub>48</sub>	13β(H),17α(H)-重排胆甾烷(20R)	314	C <sub>23</sub> H <sub>42</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>23</sub> 三环萜烷
417	C <sub>27</sub> H <sub>48</sub>	5α(H),14α(H),17α(H)-胆甾烷(20S)	316	C <sub>24</sub> H <sub>44</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>24</sub> 三环萜烷
419	C <sub>27</sub> H <sub>48</sub>	5α(H),14β(H),17β(H)-胆甾烷(20R)	319	C <sub>25</sub> H <sub>46</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>25</sub> 三环萜烷
414	C <sub>29</sub> H <sub>52</sub>	24-乙基,13β(H),17α(H)-重排胆甾烷(20S)	322	C <sub>24</sub> H <sub>42</sub>	C <sub>24</sub> 四环萜烷
420	C <sub>27</sub> H <sub>48</sub>	5α(H),14β(H),17β(H)-胆甾烷(20S)	324	C <sub>26</sub> H <sub>48</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>26</sub> 三环萜烷
422	C <sub>27</sub> H <sub>48</sub>	5α(H),14α(H),17α(H)-胆甾烷(20R)	325	C <sub>26</sub> H <sub>48</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>26</sub> 三环萜烷
421	C <sub>29</sub> H <sub>52</sub>	24-乙基,13β(H),17α(H)-重排胆甾烷(20R)	327	C <sub>28</sub> H <sub>52</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>28</sub> 三环萜烷
423	C <sub>29</sub> H <sub>52</sub>	24-乙基,13α(H),17β(H)-重排胆甾烷(20S)	329	C <sub>28</sub> H <sub>52</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>28</sub> 三环萜烷
427	C <sub>28</sub> H <sub>50</sub>	24-甲基,5α(H),14α(H),17α(H)-胆甾烷(20S)	329	C <sub>29</sub> H <sub>54</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>29</sub> 三环萜烷
429	C <sub>28</sub> H <sub>50</sub>	24-甲基,5α(H),14β(H),17β(H)-胆甾烷(20R)	330	C <sub>29</sub> H <sub>54</sub>	13β(H),14α(H)-C <sub>29</sub> 三环萜烷
430	C <sub>28</sub> H <sub>50</sub>	24-甲基,5α(H),14β(H),17β(H)-胆甾烷(20S)	504	C <sub>27</sub> H <sub>46</sub>	18α(H)-22,29,30-三降藿烷(Ts)
432	C <sub>28</sub> H <sub>50</sub>	24-甲基,5α(H),14α(H),17α(H)-胆甾烷(20R)	506	C <sub>27</sub> H <sub>46</sub>	17α(H)-22,29,30-三降藿烷(Tm)
434	C <sub>29</sub> H <sub>52</sub>	24-乙基,5α(H),14α(H),17α(H)-胆甾烷(20S)	512	C <sub>29</sub> H <sub>50</sub>	17α(H),21β(H)-30-降藿烷
435	C <sub>29</sub> H <sub>52</sub>	24-乙基,5α(H),14β(H),17β(H)-胆甾烷(20R)	559	C <sub>29</sub> H <sub>50</sub>	18α(H)-30-降新藿烷(C <sub>29</sub> Ts)
437	C <sub>29</sub> H <sub>52</sub>	24-乙基,5α(H),14β(H),17β(H)-胆甾烷(20S)	513	C <sub>30</sub> H <sub>52</sub>	重排藿烷-C <sub>30</sub>
439	C <sub>29</sub> H <sub>52</sub>	24-乙基,5α(H),14α(H),17α(H)-胆甾烷(20R)	514	C <sub>29</sub> H <sub>50</sub>	17β(H),21α(H)-30-降莫烷
			516	C <sub>30</sub> H <sub>52</sub>	17α(H),21β(H)-藿烷
			517	C <sub>30</sub> H <sub>52</sub>	C <sub>30</sub> 五环三萜烷
			519	C <sub>29</sub> H <sub>50</sub>	17β(H),21β(H)-30-降藿烷
			518	C <sub>30</sub> H <sub>52</sub>	17β(H),21α(H)-莫烷
			521	C <sub>31</sub> H <sub>54</sub>	17α(H),21β(H)-30-升藿烷(22S)
			522	C <sub>31</sub> H <sub>54</sub>	17α(H),21β(H)-30-升藿烷(22R)
			525	C <sub>30</sub> H <sub>52</sub>	伽马蜡烷
			526	C <sub>31</sub> H <sub>54</sub>	17β(H),21α(H)-30-升莫烷(22S+22R)
			527	C <sub>32</sub> H <sub>56</sub>	17α(H),21β(H)-30,31-二升藿烷(22S)
			528	C <sub>32</sub> H <sub>56</sub>	17α(H),21β(H)-30,31-二升藿烷(22R)
			532	C <sub>33</sub> H <sub>58</sub>	17α(H),21β(H)-30,31,32-三升藿烷(22S)
			533	C <sub>33</sub> H <sub>58</sub>	17α(H),21β(H)-30,31,32-三升藿烷(22R)
			537	C <sub>34</sub> H <sub>60</sub>	17α(H),21β(H)-30,31,32,33-四升藿烷(22S)
			538	C <sub>34</sub> H <sub>60</sub>	17α(H),21β(H)-30,31,32,33-四升藿烷(22R)
			543	C <sub>35</sub> H <sub>62</sub>	17α(H),21β(H)-30,31,32,33,34-五升藿烷(22S)
			544	C <sub>35</sub> H <sub>62</sub>	17α(H),21β(H)-30,31,32,33,34-五升藿烷(22R)

排胆甾烷(20S);P-4 和 P-31 两样品甾烷化合物的主峰(峰号 422)为 5α(H),14α(H),17α(H)-胆甾烷(20R)。所有样品萜类化合物中的主峰(峰号 516)均为 17α(H),21β(H)-藿烷。

样品 Ts/Tm 值在 1.149~4.260,平均为 1.741;C<sub>32</sub>二升藿烷的 22S/(22R+22S)值在 0.553~0.604,平均为 0.576;β $\alpha$ -莫烷/α $\beta$ -藿烷值在 0.141~0.247,平均为 0.197;伽马蜡烷/α $\beta$ -藿烷值在 0.151~0.215,平均为 0.184;升藿烷指数 C<sub>35</sub>/Σ(C<sub>31</sub>~C<sub>35</sub>)值在 0.040~0.090,平均为 0.064;规则甾烷的 5α-

C<sub>29</sub> 20S/(20R+20S)值在 0.324~0.488,平均为 0.442;规则甾烷的 5α-C<sub>29</sub> Rββ/(Rαα+Rββ)值在 0.351~0.532,平均为 0.460;重排甾烷/规则甾烷值在 0.175~0.545,平均为 0.254;规则甾烷/17α(H)-藿烷值在 0.264~0.537,平均为 0.325(表 4)。

3 矿区有机质来源与沉积环境判识

3.1 矿区有机质生源类型浅析

一般认为,有机质的母质由陆源植物和水生生物共同输入时,正构烷烃色谱图具有双峰特征。

表 4 样品中萜烷、甾烷有机地球化学参数  
Table 4 Parameters of terpanes and steranes of the samples

参 数	P-2	P-4	P-18	P-22	P-27	P-31
Ts/Tm	1. 275	1. 393	4. 260	1. 149	1. 204	1. 164
C <sub>32</sub> 二萜烷 22S/(22R + 22S)	0. 578	0. 556	0. 581	0. 553	0. 582	0. 604
βα-萜烷/αβ-萜烷	0. 247	0. 141	0. 241	0. 205	0. 163	0. 184
伽马蜡烷/αβ-萜烷	0. 169	0. 210	0. 197	0. 215	0. 161	0. 151
升萜烷指数 C <sub>35</sub> /Σ (C <sub>31</sub> ~ C <sub>35</sub> )	—	0. 071	0. 090	0. 067	0. 050	0. 040
规则甾烷 5α-C <sub>29</sub> 20S/(20R + 20S)	0. 324	0. 480	0. 416	0. 472	0. 488	0. 472
规则甾烷 5α-C <sub>29</sub> Rββ/(Rββ + Rαα)	0. 351	0. 532	0. 481	0. 448	0. 480	0. 470
重排甾烷/规则甾烷	0. 198	0. 206	0. 545	0. 189	0. 208	0. 175
规则甾烷/17α(H)-萜烷	0. 537	0. 293	0. 264	0. 277	0. 299	0. 278

注：P-2 未检测到五升萜烷 C<sub>35</sub>。

C<sub>23</sub>以后正构烷烃呈单峰分布，可认为其属于高等植物上表皮生物蜡来源；C<sub>21</sub>以前正烷烃呈单峰分布，可认为其属于菌藻类低等水生生物脂肪酸来源<sup>[8]</sup>。因此，ΣC<sub>21-</sub>/ΣC<sub>22+</sub>值小，指示有机质为陆相生物来源，反之指示海相生物来源。（nC<sub>21</sub> + nC<sub>22</sub>）/（nC<sub>28</sub> + nC<sub>29</sub>）的值也是有机地球化学中常用的生物输入指标，可以用来区别海相或陆相有机质的输入：当其值为 0.6 ~ 1.2 时，属于陆相有机质输入；当其值为 1.5 ~ 5.0 时，属于海相有机质输入<sup>[9]</sup>。规则甾烷/17α(H)-萜烷值也可用于判断有机质的来源及有无受到微生物改造：该参数大于 1.0 时表征有机质主要来源于浮游和底栖藻类海相生物；小于 1.0 时表征有机质主要来源于陆源生物或者受到微生物改造<sup>[10-11]</sup>。规则甾烷的相对含量同样可以用于有机质生源分析：C<sub>27</sub>甾烷主要来源于红藻和浮游动物；C<sub>28</sub>甾烷主要来源于硅藻和绿藻；C<sub>29</sub>甾烷的生源既可以是藻类又可以是高等植物(图 5)<sup>[12]</sup>。本次研究部分样品正构烷烃色谱图存在双峰型，ΣC<sub>21-</sub>/ΣC<sub>22+</sub>平均值为 0.554；（nC<sub>21</sub> + nC<sub>22</sub>）/（nC<sub>28</sub> + nC<sub>29</sub>）值平均为 1.381；规则甾烷/17α(H)-萜烷值均小 1.0 且偏低；样品在图 5 中投点偏向“高等植物及褐藻和绿藻”分布区。前人岩相古地理的研究表明，在晚古生代时，盘龙铅锌矿区处于大陆边缘斜坡、邻近大瑶山海岛的水陆过渡位置，属温暖潮湿的热带亚热带气候<sup>[6-7,13-14]</sup>。结合矿区有机质的上述特征，初步认为赋矿地层有机质的母质来源，可能以陆相生物为主，部分来自海相菌藻类水生生物输入。造成有机质母质的混合来源，应该与矿区处在水陆过渡位置有关，陆源有机质可能由流水携带而来。

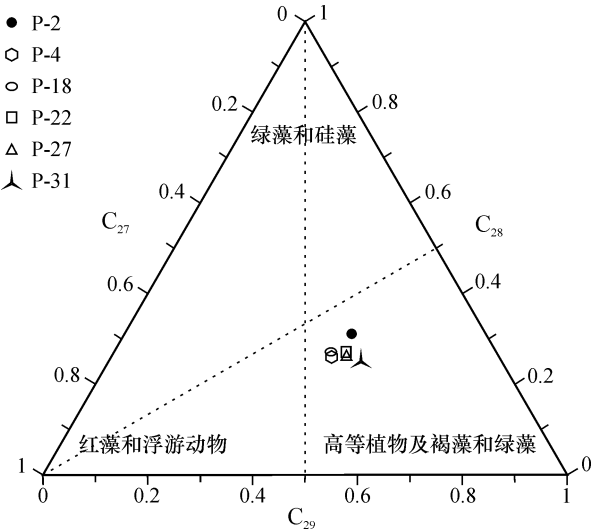


图 5 规则甾烷 C<sub>27</sub>-C<sub>28</sub>-C<sub>29</sub> 相对含量三元图  
(底图据文献 [12])

Fig. 5 Ternary diagram of relative abundance C<sub>27</sub>-C<sub>28</sub>-C<sub>29</sub> regular steranes

3.2 矿区有机质成熟度

OEP 和 CPI 可以较好地反映有机质在未成熟-低成熟阶段正构烷烃中奇、偶碳数特征。当其值越接近 1.0 时，有机质成熟度越高；1.2 ~ 1.4 为低成熟有机质；大于 1.4 为不成熟有机质。碳酸盐岩中正构烷烃常出现偶数碳优势，即 OEP、CPI 小于 1.0；泥岩、页岩主要为奇数碳正构烷烃，即 OEP、CPI 大于 1.0<sup>[15]</sup>。本区样品 OEP、CPI 值在 0.764 ~ 1.253，指示成岩后有机质来自碳酸盐岩和泥质岩，有机质成熟度较高。

当有机质遭受较强的热作用或细菌微生物的降解作用时，由于类异戊二烯烷烃比正构烷烃稳定，因而正构烷烃先受到降解而类异戊二烯烷烃能较好地保留下来<sup>[16]</sup>，具体表现在 Pr/C<sub>17</sub> 和 Ph/C<sub>18</sub>

两个参数的值一般会随着有机质成熟度的提高呈现下降状态。 $17\alpha(\text{H})-22, 29, 30$ -三降藿烷( $\text{Tm}$ )的热稳定性一般较 $18\alpha(\text{H})-22, 29, 30$ -三降藿烷( $\text{Ts}$ )低, 所以随着热演化程度的增加 $\text{Ts}/\text{Tm}$ 值会逐渐增大。 $\text{C}_{32}$ 二升藿烷 $22\text{S}/(22\text{S} + 22\text{R})$ 被认为是确定生烃门限最好的参数: 在成熟阶段该参数可从0增加到0.6左右, 而0.57~0.6为均衡状态<sup>[17-18]</sup>。 $\beta\alpha$ -莫烷/ $\alpha\beta$ -藿烷也是常用的反映有机质成熟度的重要参数, 该参数随着有机质成熟度的增加而降低, 该值在未成熟沥青中约为0.8, 在成熟生油岩中小于0.15<sup>[19]</sup>。规则甾烷 $5\alpha\text{-C}_{29}$ 的 $20\text{S}/(20\text{R} + 20\text{S})$ 和 $\text{C}_{29}\text{R}\beta\beta/(\text{C}_{29}\text{R}\alpha\alpha + \text{C}_{29}\text{R}\beta\beta)$ 同样是两个表示有机成熟度的重要参数, 在未经明显迁移的有机质中两者一般具有良好的线性关系, 且均随有机质成熟度的提高而增大<sup>[17,20]</sup>: 当这两个参数小于0.4时反映岩石中有机质处于未成熟-低成熟阶段, 大于0.4时则反映岩石中有机质处于成熟-过成熟阶段<sup>[8,21-22]</sup>。沉积岩中规则甾烷随着演化程度的增加, 因受热使 $\text{C}_{10}$ 和 $\text{C}_{13}$ 位上的甲基分别转移到 $\text{C}_5$ 和 $\text{C}_{14}$ 位上, 结果重排甾烷的含量随有机质成熟度的提高而增大。因此, 重排甾烷/规则甾烷也可以作为探讨有机演化程度的参数。本次研究样品 $\text{Pr}/\text{C}_{17}$ 和 $\text{Ph}/\text{C}_{18}$ 平均值都在0.6左右;  $\text{Ts}/\text{Tm}$ 值均大于1;  $\text{C}_{32}$ 二升藿烷的 $22\text{S}/(22\text{S} + 22\text{R})$ 值在0.553~0.604;  $\beta\alpha$ -莫烷/ $\alpha\beta$ -藿烷值在0.141~0.247; 规则甾烷 $5\alpha\text{-C}_{29}$ 的 $20\text{S}/(20\text{R} + 20\text{S})$ 平均值为0.442,  $\beta\beta/(\alpha\alpha + \beta\beta)$ 平均值为0.460; 矿区有机质中规则甾烷在一定程度上发生了重排作用。研究区下泥盆统地层样品的干酪根镜质体反射率为1.57%~2.15%<sup>[5]</sup>, 综合上述反映有机质演化程度的参数特征, 说明盘龙矿区赋矿地层有机质已达到成熟演化阶段, 但还未进入过成熟阶段。另外, 样品甾烷的 $20\text{S}/(20\text{R} + 20\text{S})$ 与 $\beta\beta/(\alpha\alpha + \beta\beta)$ 近似呈线性关系, 说明矿石中除原生有机质外还存在运移有机质, 这与前文镜下观察结果一致。

### 3.3 矿区有机质沉积环境

一般而言, 姥鲛烷和植烷来源于植物中的叶绿素和菌藻中的菌藻素在微生物的作用下分解游离出的植醇。在氧化偏酸性条件下, 植醇首先氧化成植烷酸, 植烷酸脱羧基变成姥鲛烯, 姥鲛烯加氢演化为姥鲛烷; 在还原偏碱性条件下, 植醇

保持异戊二烯单元碳骨架, 脱水、加氢演化为植烷<sup>[8,23]</sup>。因此, 姥植比( $\text{Pr}/\text{Ph}$ )常作为判断沉积环境氧化-还原状态及介质盐度的指标。本次研究样品 $\text{Pr}/\text{Ph}$ 在0.091~0.469, 植烷有优势明显, 似乎表征古沉积水体介质环境为高盐度、强还原环境。但是矿石和围岩样品的饱和烃气相色谱基线均不同程度地上隆, 表明有机质曾经遭受古细菌等微生物较为强烈的改造而发生降解。由于古细菌也是植烷的另一类重要来源<sup>[24]</sup>, 本次研究样品的姥植比( $\text{Pr}/\text{Ph}$ )很可能受其影响而普遍偏低。梅博文等<sup>[25]</sup>认为只有植烷优势和正构烷烃偶碳优势( $\text{CPI} < 1$ )同时出现时, 才可以判断沉积碳酸盐岩等的水介质属高盐度、强还原环境。而本次研究样品除P-18之外, 其余样品 $\text{CPI}$ 均大于1。

$\text{C}_{27} \sim \text{C}_{29}$ 规则甾烷的相对含量除了可以指示有机质的生源构成外, 也可以反映有机质沉积时水体的深浅<sup>[26]</sup>。 $\text{C}_{31} \sim \text{C}_{35}$ 藿烷在质量色谱图上呈“翘尾巴”分布模式, 常见于咸水湖相生油岩及原油中。伽马蜡烷广泛分布于碳酸盐岩和盐湖相石油、沉积物中, 其先质物来源于厌氧纤毛虫、光合细菌合成的四膜虫醇。高的伽马蜡烷指数(伽马蜡烷/ $\alpha\beta$ -藿烷)能指示强还原、高盐度的沉积环境<sup>[15,27]</sup>。在 $\text{C}_{35}$ 细菌藿多醇向藿烷转化过程中, 如果处于强还原的环境中, 藿多醇就可以通过加氢还原的方式变为 $\text{C}_{35}$ 藿烷; 而在弱氧化和氧化的环境中, 藿多醇可以部分氧化为碳数不同的羧酸, 然后经过脱羧作用形成碳数稍低的藿烷。因此, 升藿烷指数 $\text{C}_{35}/\sum(\text{C}_{31} \sim \text{C}_{35})$ 常用来反映沉积环境特点, 高的升藿烷指数是海相沉积环境和内陆咸化湖泊沉积环境的标志<sup>[28]</sup>。本次研究所有样品规则甾烷普遍具有 $\text{C}_{29} > \text{C}_{27} > \text{C}_{28}$ 的分布特征; 样品 $\text{C}_{31} \sim \text{C}_{35}$ 藿烷在质量色谱图上大都呈相对平滑分布模式, 仅P-2出现明显的“翘尾巴”分布模式; 样品伽马蜡烷/ $\alpha\beta$ -藿烷指数平均为0.184; 升藿烷指数 $\text{C}_{35}/\sum(\text{C}_{31} \sim \text{C}_{35})$ 平均为0.064, 这表明盘龙矿区在沉积成岩期的沉积水体总体较浅、盐度较低, 水体分层不明显, 总体属偏氧化环境。古沉积水体较低的盐度、弱氧化特点, 可能与当时温暖潮湿的气候、地表流水的注入、水体浅表层菌藻类生物的光合作用以及波浪的搅动有关。

## 4 矿区有机成矿作用讨论

前已述及, 盘龙铅锌矿区赋矿地层中存在原



生有机质和运移有机质,它们均与黄铁矿、闪锌矿等金属硫化物伴生,镜下还可见球状、叠层状生物组构。矿石样品的有机碳含量较白云质围岩样品的高,与粤北凡口铅锌矿床主岩中有机碳与金属矿化的关系类似<sup>[29]</sup>。薛静等<sup>[2]</sup>通过对重晶石方解石脉型铅锌矿石包裹体的分析发现,成矿流体的气相成分富含  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$ 、 $\text{H}_2$  等挥发分。另外,矿石中金属硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  分布范围在  $-21.00\text{‰} \sim 10.23\text{‰}$ ,甚至个别黄铁矿、方铅矿样品  $\delta^{34}\text{S}$  表现出较大负值,暗示硫酸盐还原细菌参与了成矿作用<sup>[2,4]</sup>。上述各项证据综合表明,有机质或微生物与矿区铅锌等金属的矿化关系密切。

#### 4.1 有机质促使成矿环境转变和维持矿质迁移

有机质沉积环境分析表明,矿区在沉积成岩期处于浅水、低盐度相对开放的沉积水体环境,不利于铅锌大量沉淀成矿。在这种条件下,促使成矿环境由弱氧化向还原性转变,是矿区铅锌能否实现大规模成矿的前提。

饱和烃气相色谱分析表明,部分铅锌矿化的样品饱和烃的碳数分布范围和主峰碳位置前移(图2),说明有机质在成矿期间受到喷流热液的影响,可使重烃裂解为轻烃。因此,受热液和有机质氧化释放热能的影响,可导致成矿环境温度升高,有机质能更有效地与水体中溶解氧等氧化物质发生作用,促使成矿环境逐渐向还原性状态转变。徐述腾等通过对矿石样品中重晶石和黄铁矿等金属硫化物组构形貌特征的扫描电镜(SIM)分析,也证实了成矿过程中体系环境存在温度先升后降、pH 先降后升、氧化性逐渐降低的变化<sup>[1]</sup>。与此同时,一些有机大分子(如干酪根等)以先吸附后络合的形式与铅锌等金属阳离子结合,保证矿质顺利迁移。此外,前人研究表明金属-有机络合物在水溶液中具有良好的热稳定性( $180 \sim 240\text{ }^\circ\text{C}$ ),其络合能力比金属-无机配位体高几个数量级,是许多层控型热液矿床金属的主要迁移形式<sup>[30-31]</sup>。综上,在成矿伊始,有机质主要起到了转变成矿环境和维持矿质迁移的作用。

#### 4.2 有机质或微生物还原硫酸盐产生 $\text{H}_2\text{S}$ 促使铅锌沉淀

在铅锌金属硫化物成矿过程中,  $\text{H}_2\text{S}$  的来源与存在是成矿的关键因素。由于热液自身从地球深处携带而来的  $\text{H}_2\text{S}$  溶解气体的数量相对较

少<sup>[32]</sup>,无法满足大量金属硫化物沉淀对低价硫的需求,但沉积水体通常富含溶解态硫酸盐<sup>[2,4]</sup>,因此成矿作用过程中较多的  $\text{H}_2\text{S}$  可由还原水体或地层中的硫酸盐提供。硫酸盐的还原模式有两种:当温度低于  $80\text{ }^\circ\text{C}$  时,微生物可通过硫酸盐生物还原方式产生  $\text{H}_2\text{S}$ ;当温度超过  $100\text{ }^\circ\text{C}$  时,有机质能够通过热化学还原硫酸盐方式产生  $\text{H}_2\text{S}$ <sup>[33]</sup>。包裹体分析表明,盘龙矿区铅锌成矿温度在  $107.9 \sim 289\text{ }^\circ\text{C}$ <sup>[2-3]</sup>,超过微生物还原硫酸盐的温度上限,因此在喷流期除了沉积物中含硫有机化合物受热( $>100\text{ }^\circ\text{C}$ )分解产生少量  $\text{H}_2\text{S}$  外<sup>[9]</sup>,可通过有机质与硫酸盐的热化学还原反应为铅锌成矿提供大量  $\text{H}_2\text{S}$ (金属硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值为正),并在水体中电离出  $\text{S}^{2-}$ ,与  $\text{Pb}^{2+}$ 、 $\text{Zn}^{2+}$  等金属阳离子结合,造成大部分金属沉淀成矿。

待矿区水体退去、沉积物固结成岩之后,由于地层中有机质受地热增温裂解的烷烃类在常温常压下比较稳定,很难继续与硫酸盐发生反应,所以在改造期则以硫酸盐的生物化学还原方式为主(金属硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值为负)为铅锌成矿提供  $\text{H}_2\text{S}$ 。具体可能的表现是微生物随大气降水下渗,进入赋矿地层后与其中的硫酸盐发生生物化学还原反应,随着地热增温产生富含还原硫的有机热流体。当以无机或有机配合物形式迁移的铅锌矿质流体与富含还原硫的有机热流体相遇,两种流体发生混合而沉淀金属硫化物成矿。另外,由于  $\text{H}_2\text{S}$  可以抑制大多数微生物的繁殖,在一定程度上抑制了硫酸盐生物还原方式的进行,所以通过这种方式产生  $\text{H}_2\text{S}$  的数量较少,只能是带来部分金属沉淀。

## 5 结 论

(1) 盘龙铅锌矿床矿石中存在原生型和运移型两种类型的有机质,镜下可以见到反映热水沉积的生物组构。有机碳分析显示矿化与有机质的含量呈正相关关系。

(2) 所有样品均可检测到正构烷烃、类异戊二烯烃等有机化合物。样品  $\Sigma \text{C}_{21-}/\Sigma \text{C}_{22+} + (n\text{C}_{21} + n\text{C}_{22})/(n\text{C}_{28} + n\text{C}_{29})$ 、规则甾烷/ $17\alpha(\text{H})$ -藿烷等生物标志化合物参数分析表明,赋矿地层有机质主要来自陆源生物,其余为水生菌藻类来源。 $\text{Ts}/\text{Tm}$ 、 $\text{C}_{32}$ 二升藿烷  $22\text{S}/(22\text{S} + 22\text{R})$ 、 $\beta\alpha$ -莫烷/ $\alpha\beta$ -藿烷

等都表征有机质演化程度较高,已达到成熟阶段。

(3) 根据样品规则甾烷  $C_{29} > C_{27} > C_{28}$  的分布特征,伽马蜡烷指数和升藿烷指数偏低的特点,表明盘龙铅锌矿区在成矿之前古沉积水体总体较浅且盐度较低,属弱氧化的环境。受喷流热液影响,有机质可以促使初始成矿环境由弱氧化向还原性转变,同时还可与 Pb、Zn 等阳离子金属发生吸附络合作用,保证矿质顺利迁移。

(4) 随着成矿温度的变化,盘龙铅锌矿床在喷流期有机质通过硫酸盐热化学还原方式为矿质沉淀提供  $H_2S$ ;而在改造期,有机质通过硫酸盐生物化学还原方式为部分矿质沉淀提供  $H_2S$ 。

## 参考文献:

- [1] 徐述腾,周永章,郑义,等. 钦杭成矿带南段盘龙铅锌矿成矿体系环境分析—来自矿石组构的限定 [J]. 地质与勘探, 2018, 54 (4): 674–688.
- [2] 薛静,戴塔根,付松武. 广西武宣县盘龙铅锌矿床成矿地球化学特征 [J]. 中国有色金属学报, 2012, 22 (2): 533–545.
- [3] 牛佳,郑义,周永章,等. 桂中盘龙铅锌矿流体包裹体特征及其对钦杭成矿带热水喷流—改造成矿作用的指示 [J]. 岩石学报, 2017, 33 (3): 753–766.
- [4] 梁国宝,胡明安,杨振. 广西朋村—盘龙铅锌矿地球化学特征及矿床成因 [J]. 桂林理工大学学报, 2015, 35 (3): 437–444.
- [5] 张振贤,周怀玲. 广西大瑶山西侧泥盆系有机质演化与铅锌矿的关系 [J]. 广西地质, 1990, 3 (1): 47–52.
- [6] 张振贤,周怀玲,袁少平. 广西武宣县乐梅铅锌矿床地质特征和成因探讨 [J]. 广西地质, 1989, 2 (3): 33–42.
- [7] 张善明. 广西大瑶山西侧铅锌铜多金属矿成矿条件及找矿预测 [D]. 武汉: 中国地质大学, 2010: 27–28.
- [8] 吉利民. 陇东西峰地区三叠系油源、成烃母质及其发育的古环境研究 [D]. 武汉: 中国地质大学, 2005: 69–70.
- [9] 胡明安,罗学长,高广立. 有机质成熟异常及生物标志化合物的矿床学意义 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1998: 17–62.
- [10] Snedaker S C, Glynn P W, Rumbold D G, et al. Distribution of *n*-alkanes in marine samples from southeast Florida [J]. Marine Pollution Bulletin, 1995, 30 (1): 83–89.
- [11] Tissot B P, Welte D H. Petroleum formation and occurrence [M]. New York: Springer-Verlag, 1984: 699.
- [12] Abohajar A, Littke R, Schwarzbauer J, et al. Biomarker characteristics of potential source rocks in the Jabal Nafusah area, NW Libya: petroleum systems significance [J]. Journal of Petroleum Geology, 2015, 38 (2): 119–156.
- [13] 周怀玲,张振贤,袁少平. 广西大瑶山西侧泥盆纪沉积特征与层控矿床控矿条件 [J]. 广西地质, 1990, 3 (4): 1–13.
- [14] 汪劲草,汤静如,曾南石,等. 层控同生角砾岩控制的大型铅锌矿床——广西盘龙铅锌矿床成因新认识 [J]. 桂林理工大学学报, 2014, 34 (4): 804.
- [15] Mostafa A, El-Gayar M Sh, Barakat A O. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks from the Gulf of Suez and the Western Desert of Egypt [J]. Petroleum Science and Technology, 1998, 16: 191–207.
- [16] Hurst R W, Schmidt G W. Age significance of *n*- $C_{17}$ /Pr ratios in forensic investigations of refined product and crude oil releases: reply [J]. Environmental Geosciences, 2007, 14 (2): 111–112.
- [17] Peters K E, Moldowan J M. The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments [M]. New Jersey: Prentice Hall, 1993: 110–236.
- [18] Peters K E, Walters C C, Moldowan J M. The biomarker guide [M]. Cambridge Shire: Cambridge University Press, 2005.
- [19] Mackenzie A S, Patience R L, Maxwell J R, et al. Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris Basin, France—I. changes in the configuration of acyclic isoprenoid alkanes, steranes and triterpanes [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1980, 44(11): 1709–1721.
- [20] 王广利,张林晔,王铁冠.  $\beta\beta$ -烷基甾烷在中国古近系陆相沉积中的发现及其地质意义 [J]. 科学通报, 2006, 51 (12): 1438–1442.
- [21] 王铁冠,钟宁宁,侯读杰,等. 低熟油气形成机理与分布 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1995: 56–58.
- [22] Seifert W K, Moldowan J M. The effect of thermal stress on source-rock quality as measured by hopane stereochemistry [J]. Physics and Chemistry of the Earth, 1980, 12: 229–237.
- [23] Tissot B. Migration of hydrocarbons in sedimentary basins: a geological, geochemical and historical perspective [M] // Doligez B. Migration of hydrocarbons in sedimentary basins. Paris: Editions Technip, 1987: 1–19.
- [24] 李任伟,李哲,王志珍,等. 分子化石指标在中国东部盆地古环境分析中的应用 [J]. 沉积学报, 1988, 6 (4): 108–119.
- [25] 梅博文,刘希江. 我国原油中异戊间二烯烷烃的分布及其与地质环境的关系 [J]. 石油与天然气地质, 1980, 1 (2): 99–115.
- [26] 朱战军,崔鸣,张志琳,等. 松辽盆地东岭区块烃源岩饱和烃特征及其古环境意义 [J]. 石油天然气学报, 2008, 30 (4): 16–22.
- [27] Jiang Z S, Fowler M G. Carotenoid-derived alkanes in oils from northwestern China [J]. Organic Geochemistry, 1986, 10: 831–839.
- [28] Peters K E, Moldowan J M. Effects of source, thermal ma-

- turity, and biodegradation on the distribution and isomerization of homohopanes in petroleum [J]. *Organic Geochemistry*, 1991, 17: 47–61.
- [29] 苏晶文, 胡凯, 李颀. 粤北凡口超大型铅锌矿有机质成矿地球化学特征[J]. *高校地质学报*, 2005, 11(1): 58–66.
- [30] 庄汉平, 卢家烂. 与有机质有成因联系的金属矿床 [J]. *地质地球化学*, 1996 (4): 6–11.
- [31] 张文淮, 张志坚, 伍刚. 成矿流体及成矿机制 [J]. *地学前缘*, 1996, 3 (3–4): 245–252.
- [32] 夏建新, 李畅, 马彦芳. 深海底热液活动研究热点 [J]. *地质力学学报*, 2007, 13 (2): 179–191.
- [33] Machel H G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—old and new insights [J]. *Sedimentary Geology*, 2001, 140: 143–175.

## Discussion on the relationship between organic matter characteristics and mineralization of ore-bearing strata in Panlong lead-zinc deposit, Guangxi

AN Peng-xin<sup>1,2</sup>, TANG Jing-ru<sup>1</sup>, ZENG Nan-shi<sup>1</sup>, BAI Ling-an<sup>1</sup>, ZHAO Yi-lai<sup>1</sup>, YU He<sup>3</sup>

(1. a. College of Earth Sciences; b. Guangxi Key Laboratory of Hidden Metallic Ore Deposits Exploration, Guilin University of Technology, Guilin 541006, China; 2. No. 274 Geological Exploration Party of Guangxi, Beihai 536005, China; 3. College of Architectural Engineering, Hezhou University, Hezhou 542899, China)

**Abstract:** The ore-bearing strata in Panlong lead-zinc deposit is the Lower Devonian Shanglun Formation and organic matter exists in the strata. By microscopic identification of rock and mineral, organic matter content, organic extraction, family components separation and quantitative, saturated hydrocarbons chromatogram – mass spectrum were analyzed, and the characteristics of the organic matter and its geological significances and relationship between organic matter and lead-zinc mineralization were discussed. Based on the study of organic matter petrography and soluble organic matter characteristics, this paper analyzes the geological significance of organic matter and discusses the relationship between organic matter and lead-zinc mineralization.  $\sum C_{21-} / \sum C_{22+}$  has an average of 0.544,  $(nC_{21} + nC_{22}) / (nC_{28} + nC_{29})$  has an average of 1.381. The regular decane/17 $\alpha$ (H)-hopane is less than 1 (average 0.325). These characteristics indicate that the organic matter of the Devonian strata of the mining area is composed of mixed sources. The organic matter was mainly derived from terrestrial organisms, and a small amount is marine algae aquatic organisms. The average values of *OEP* and *CPI* are close to 1. The average ratios of *Pr*/*C*<sub>17</sub> and *Ph*/*C*<sub>18</sub> decrease, and the ratio of *Ts*/*Tm* is greater than 1. The hopane *C*<sub>32</sub> 22*S*/(22*S* + 22*R*) ranges from 0.553 to 0.604. The average value of  $\beta\alpha$ -molane/ $\alpha\beta$ -decane ranges from 0.141 to 0.247, and the average values of 20*S*/(20*R* + 20*S*) and  $\beta\beta/(\alpha\alpha + \beta\beta)$  of regular decane 5 $\alpha$ -*C*<sub>29</sub> are 0.442 and 0.460. These characteristics indicate that the organic matter of Panlong mining area is in the stage of midhigh mature evolution. The sample decane *C*<sub>27</sub> – *C*<sub>29</sub> shows that asymmetric “V”, gamma wax index and the homohopane index  $C_{35} / \sum (C_{31} - C_{35})$  are low, which indicates that the sedimentary water of the mining area was shallow water, low salinity and weak oxidation-reduction environment in the Late Paleozoic. Under the influence of hydrothermal fluid, organic matter can promote the transition from an early relatively open ore-forming environment to a reducing state, and can also adsorb and complexate with metal cations, such as lead and zinc, ensuring migration of minerals and providing conditions for large-scale mineralization of lead and zinc metals.

**Key words:** organic matter; gas chromatograms of saturated hydrocarbon; biomarkers; mineralization; Panlong lead-zinc deposit; Guangxi