

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2019082

引用格式: 耿梓傲, 韦恒叶. 2019. 下扬子巢湖地区中二叠统孤峰组富有机质硅质岩有机地球化学特征[J]. 高校地质学报, 25 (6): 823-837

## 下扬子巢湖地区中二叠统孤峰组富有机质 硅质岩有机地球化学特征

耿梓傲, 韦恒叶\*

东华理工大学 地球科学学院, 南昌 330013

**摘要:** 华南下扬子巢湖地区孤峰组黑色硅质岩中富含有机质,是中国油气和页岩气勘探的潜在源岩,研究孤峰组有机质富集规律对开展油气勘探工作具有重要意义。文章对巢湖平顶山地区中二叠统孤峰组硅质岩进行总有机碳含量(TOC)和饱和烃分子标志物特征分析,探讨其中有机质富集规律。结果表明孤峰组有机质热成熟度参数 $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$  甾烷 $20S/(20S+20R)$ 比值分布在0.37至0.46之间, $C_{31}$  升藿烷 $22S/(S+R)$ 比值分布在0.53至0.59之间,热成熟度水平处于生油窗的早期。有机质正构烷烃主峰为 $C_{18}$ ,以短链烷烃为主,藿烷含量较高,甾烷以 $C_{27}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R胆甾烷为主,有机质主要来自海洋浮游藻类和细菌。孤峰组有机质Pr/Ph比值小于0.6,伽玛蜡烷指数平均值为0.2,说明古沉积水体为中等分层缺氧环境。孤峰组普遍富含有机质可能与炎热气候下古沉积水体长期分层和缺氧有关。随着气候在孤峰组沉积早期和晚期突然变冷,高强度的海洋洋流上涌提高了初级生产力水平,造成有机质更大规模的富集。

**关键词:** 孤峰组; 总有机碳; 分子标志物; 有机质富集; 巢湖

中图分类号: P618.13

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493 (2019) 06-823-15

## Organic Geochemistry of Organic-rich Cherts in the Middle Permian Gufeng Formation in Chaohu, Lower Yangtze Area

GENG Zi'ao, WEI Hengye\*

School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, China

**Abstract:** The black cherts in the middle Permian Gufeng Formation in Chaohu area in Lower Yangtze, South China are rich in organic matter. This formation is the potential source rocks of petroleum and shale gas exploration in China. The study on the organic matter accumulation of the Gufeng Formation is important for the petroleum exploration. Here we analyze total organic carbon (TOC) content and biomarkers characteristics of organic matter in the Gufeng cherts of middle Permian in the Pingdingshan, Chaohu area, so as to address the organic matter accumulation mechanism. Our results show that the organic matter thermal mature proxy  $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$  20S/(20S+20R) ratios range from 0.37 to 0.46, and  $C_{31}$  22S/(S+R) ratios range from 0.53 to 0.59. These suggest that the thermal mature level is the early stage of "oil window". The n-alkane compounds are mainly composed of short-chain n-alkanes and peak at  $C_{18}$ . Hopane contents are higher than the terpane.  $C_{27}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R sterane is higher than the  $C_{28}$  and  $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R. These suggest that the organic matter of the Gufeng Formation originates from phytoplankton algae and bacteria with a small amount of terrestrial high plant. The Pr/Ph ratios of the organic matter in the Gufeng Formation is less than 0.6, and the average gamacerane index is 0.2. These suggest that the redox conditions of paleo-water column during the deposition of the Gufeng Formation were moderate stratification and anoxia. The organic-rich Gufeng

收稿日期: 2019-10-12; 修回日期: 2019-11-12

基金项目: 国家自然科学基金(41762003)资助

作者简介: 耿梓傲,男,1995年生,硕士研究生,沉积地球化学专业; E-mail: zagengecut@163.com

\*通讯作者: 韦恒叶,男,1980年生,副教授,从事沉积地球化学教学与研究; E-mail: hywei@ecit.cn

Formation is probably related to this stratification and anoxia during warm climatic conditions. Associated with the suddenly cooling, enhanced upwelling increased greatly the primary productivity greatly and yielded more large-scale organic matter accumulation.

**Key words:** Gufeng Formation; TOC, biomarker; organic accumulation; Chaohu area

**Corresponding author:** WEI Hengye, Associate Professor; E-mail: hywei@ecit.cn

中二叠统孤峰组是富含有机质 (TOC 大于 4%, 潘继平等, 2011) 的黑色硅质岩, 是中国华南油气勘探潜在烃源岩层 (张玺华等, 2018; 张敏强等, 2018), 同时也是华南, 特别是下扬子地区页岩气勘探的潜在目的层 (潘继平等, 2011; 黄保家等, 2013; 方朝刚等, 2018; 徐菲菲等, 2019)。研究人员对孤峰组的油气勘探意义的研究主要集中在生烃条件 (张福榕等, 2017; 张敏强等, 2018; 方朝刚等, 2018)、储层特征 (徐菲菲等, 2019) 及含气性特征 (方朝刚等, 2018; 徐菲菲等, 2019)。然而, 孤峰组硅质岩存在油气和页岩气勘探意义的基础是富含有机质, 对孤峰组有机质富集的环境影响因素的研究较少。本文将从这方面开展有机地球化学研究, 分析孤峰组硅质岩的有机质富集机制。

已有较多学者对孤峰组开展了有机地球化学研究, 主要集中在生烃条件和古环境变化方面。葛海霞和张枝焕 (2015) 和刘敬维 (2018) 对下扬子黄桥—句容地区孤峰组烃源岩进行分析, 认为其形成于咸水环境, 是成熟度较高的烃源岩, 具有较高的有机质丰度, 生烃物质基础较好。岩石热解参数数据表明, 孤峰组有机质类型以混合型为主 (张福榕等, 2017), 但干酪根类型包括了 I 型、II 型至 III 型 (吴浩, 2014; 刘敬维, 2018; 方朝刚等, 2019)。热演化成熟度达到成熟至高成熟阶段 (张福榕等, 2017) 或低熟至成熟阶段 (方朝刚等, 2019)。孤峰组有机质热成熟度的不一致可能与不同地区有机质经历的热演化史不同有关; 而且盆地区有机质的成熟度与露头区相比普遍较高。Takebe 等 (2015) 对有机质碳、氮含量及干酪根元素分析认为, 孤峰组有机质存在陆源有机质的混入。这些有机地球化学研究表明, 孤峰组有机质含量普遍较高, 不同地区有机质类型存在差异; 有机质热演化程度普遍较高, 但露头区地层的热演化程度相对较低, 达到低熟至成熟阶段。在沉积环境分析方面, 徐学思等 (1997) 对中下扬子地台的研究认为孤峰组的缺氧

沉积十分发育。

本文选取安徽省巢湖地区平顶山剖面, 系统地采集孤峰组硅质岩未受污染的新鲜样品, 进行总有机碳含量以及有机质饱和烃生物标志物分析, 探讨孤峰组有机质丰度、有机母质特征、成熟度水平以及古水体氧化还原条件, 进而讨论孤峰组有机质富集的环境控制因素, 为华南油气和页岩气勘探提供依据和参考。

## 1 地质背景

安徽巢湖地区在构造上属于下扬子地区。下扬子地区位于扬子板块的东北部, 地理上位于长江下游地区, 面积大约 22 万平方公里 (图 1)。东部与东海相邻, 西部以郟庐深断裂为界, 东南部以江绍深断裂为界与华夏地块接触 (黄保家等, 2013; 吴浩, 2014; 葛海霞等, 2015)。研究区在中二叠世东吴运动的影响下, 发生了大规模的海平面下降 (He et al., 2006)。该时期下扬子地区发生了强烈的地裂运动, 导致该区形成相对深水的盆地环境 (朱同兴, 1989), 沉积形成了孤峰组黑色层状硅质岩 (廖志伟等, 2016; 李旭兵等, 2011)。该深水盆地周围被浅水碳酸盐岩台地环绕, 是一个台内断陷盆地。

巢湖地区出露下二叠统栖霞组、中二叠统孤峰组和银屏组 (图 2a)。栖霞组上部岩性为浅灰色厚层至块状生物碎屑石灰岩, 富含珊瑚、蜓类、腕足等化石, 顶部为障积岩生物礁灰岩。栖霞组与上覆孤峰组地层呈平行不整合接触, 是一个沉积间断面。孤峰组地层在研究区内从下至上可分为三段: 磷质结核段、放射虫硅质岩段和硅质岩—泥岩互层段 (图 2)。磷质结核段主要岩性是含磷质结核的泥质硅质岩和泥岩 (图 2b), 含有菊石、放射虫及海绵骨针生物化石 (图 2c)。该段底部为褐色泥岩, 夹多层由火山灰蚀变而成的斑脱岩。放射虫硅质岩段岩性为黑色硅质岩夹页岩, 薄层 (3~8 cm) 状, 单层厚度在该段下部较薄 (约 3 cm), 上部则相对较厚 (5~8 cm)。野外

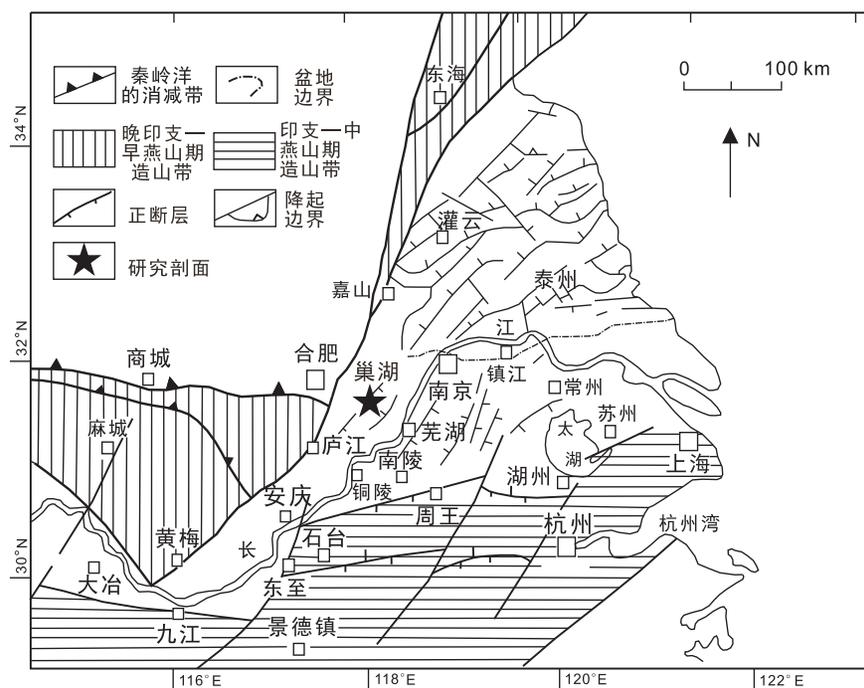


图1 下扬子地区构造纲要图(改编自潘继平等, 2011)

Fig. 1 Tectonic outline map of lower Yangtze region

见多层厚约 1 cm 斑脱岩(图 2d)及菊石化石。在光学显微镜下,该段含骨针及放射虫化石(图 2e-g)。该段地层有机碳含量较高,岩石表面污手(图 2f)。黑色硅质岩-泥岩互层段,受现代风化作用影响,其颜色变为黑褐色。斑脱岩层相对下部地层较多。在孤峰组顶部,1 至 2 cm 的斑脱岩层密集分布。显微镜下见弱的水平纹层沉积构造(图 2h)以及丰富的放射虫化石(图 2i)。银屏组主要岩性为深灰色页岩,在现代风化作用影响下变为杂色页岩,与下部孤峰组呈整合接触(赵永泉等, 1983; 徐伟民, 1990; 潘继平等, 2011; 吴勘等, 2015; 李朋等, 2017; 袁飞, 2018; 张玺华等, 2018)。银屏组之上发育龙潭组泥岩、砂岩和煤层。

## 2 实验方法

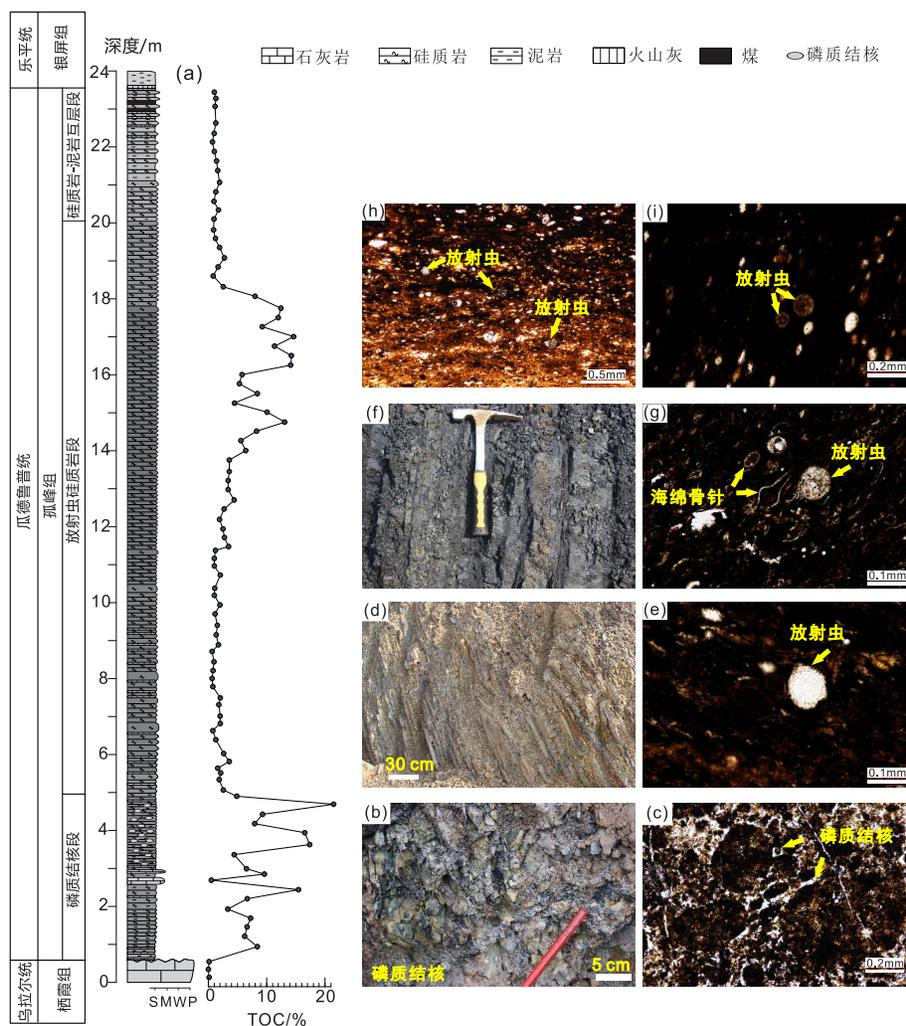
### 2.1 总有机碳(TOC)含量分析

用玛瑙研钵将样品研磨至 200 目以下。准确称取 5 g 粉末样品置于烧杯中,加入 3 N 稀盐酸,去除样品中碳酸盐等无机碳成分,用去离子水搅拌并离心清洗至少 3 次,直到上层清液酸碱度为中性。之后,残余物在 50℃ 的烘箱中进行烘干,收集并称量。对处理完成的残余粉末进行有机碳含

量分析,测试所用仪器为 Vario EL III 型元素分析仪,有机碳含量的准确度优于 0.3%。

### 2.2 色谱-质谱(GC-MS)分析

首先使用索氏抽提法提取孤峰组样品中的有机质。用约 300 mL 三氯甲烷,加入适量铜片,在 80~85℃ 下抽提 72 个小时,经过旋蒸后恒重。再利用石油重油四组分(SARA)的方法,先加入正己烷过滤除去沥青质,再将滤液充入装有硅胶和氧化铝(体积比 3:2)的层析柱,依次使用正己烷、二氯甲烷+正己烷(体积比 2:1)及三氯甲烷+无水乙醇(体积比 98:2)洗脱,分别得到饱和烃、芳烃、胶质。对其中饱和烃进行色谱-质谱(GC-MS)分析。实验仪器所用型号为美国安捷伦公司的 7890 气相色谱仪搭配 5975C 质谱仪。色谱柱型号为 DB-5MS, 60 m×0.25 mm×0.25 μm。载气为氦气(纯度 99.999%),载气流速为 1 mL/min,进样口温度为 300℃,进样量为 1 μL;离子源(EI)温度设为 230℃,四级杆温度为 150℃,传输线温度为 280℃。采用全扫描模式,扫描范围为 m/z 50~550;采用-70eV 电子轰击能;样品为正己烷溶解,溶剂延迟设为 7 min。升温程序为:初温 50℃,保留 1 min;以 20℃/min 升至 100℃,保留 0 min;以 3℃/min 升至 315℃,保留 32 min。



(a) 地层岩性柱; (b) 磷质结核; (c) 磷质结核, 单偏光, 样品CH17; (d) 放射虫硅质岩段下部野外相片; (e) 放射虫, 单偏光, 样品CH29; (f) 放射虫硅质岩段上部野外相片; (g) 海绵骨针和放射虫, 单偏光, 样品CH66; (h) 弱的微纹层以及放射虫化石, 单偏光, 样品CH80; (i) 放射虫化石, 单偏光, 样品CH80

图2 巢湖地区中二叠统地层柱状图及镜下照片

Fig. 2 Stratigraphic column and microscopic images of the middle Permian strata in Chaohu area

### 3 实验结果

#### 3.1 总有机碳 (TOC) 含量

巢湖地区孤峰组 TOC 含量分布在 0.48% 至 21.48% 之间, 大多数分布在 0.48% 至 9.64% 之间, 平均值为 4.52% (表 1, 图 2)。垂向上, 孤峰组硅质岩 TOC 曲线存在两个高峰层段, 一个出现在孤峰组下部的磷质结核段, 另一个出现在孤峰组上部的放射虫硅质岩段的上部 (图 2)。其它层段 TOC 含量变化较小, 呈基线分布。

#### 3.2 饱和烃生物标志物特征

##### 3.2.1 正构烷烃组成与分布特征

巢湖地区孤峰组硅质岩的饱和烃正构烷烃

( $m/z=85$ ) 分布图表明, 正构烷烃的化合物分布呈“前峰型” (图 3), 碳数分布范围为  $nC_{13}$  至  $nC_{35}$ , 主峰碳为  $nC_{16}$ 、 $nC_{18}$  或  $nC_{20}$ , 其中以  $nC_{18}$  和  $nC_{20}$  为主, 个别样品主峰为  $nC_{16}$  (图 3, 表 2)。Pr/Ph 比值在 0.25 至 0.53 之间, 多数分布在 0.3 至 0.5 之间, 平均值为 0.37。Pr/Ph 比值在孤峰组垂向上表现出起伏变化, 在 0.37 上下波动。其中, 该比值在孤峰组放射虫硅质岩段下部较低, 而在放射虫硅质岩段的上部和孤峰组磷质结核段的上部则较高 (图 4)。Pr/ $nC_{17}$  比值分布在 0.13 至 0.62 之间 (平均值为 0.31), Ph/ $nC_{18}$  比值分布在 0.25 至 0.73 之间 (平均值为 0.43)。长链正构烷烃 ( $\geq nC_{25}$ ) 存在于所有的孤峰组样品中, 但含量较低 (图

表1 巢湖地区孤峰组总有机碳 (TOC) 数据表  
Table 1 TOC data of the Gufeng Formation in Chaohu

样品	地层	岩性	TOC/%	样品	地层	岩性	TOC/%
CH04	孤峰组	泥质硅质岩	8.43	CH51	孤峰组	硅质岩	2.48
CH05	孤峰组	泥质硅质岩	6.23	CH52	孤峰组	硅质岩	1.93
CH06	孤峰组	泥质硅质岩	6.69	CH53	孤峰组	硅质岩	2.71
CH07	孤峰组	泥质硅质岩	7.26	CH54	孤峰组	硅质岩	4.40
CH08	孤峰组	泥质硅质岩	3.35	CH55	孤峰组	硅质岩	3.41
CH09	孤峰组	泥质硅质岩	6.64	CH56	孤峰组	硅质岩	3.39
CH10	孤峰组	泥质硅质岩	15.44	CH57	孤峰组	硅质岩	3.60
CH11	孤峰组	泥质硅质岩	0.48	CH58	孤峰组	硅质岩	3.56
CH12	孤峰组	泥质硅质岩	9.64	CH59	孤峰组	硅质岩	6.40
CH13	孤峰组	泥质硅质岩	6.53	CH60	孤峰组	硅质岩	5.58
CH14	孤峰组	泥质硅质岩	4.40	CH61	孤峰组	硅质岩	8.24
CH15	孤峰组	泥质硅质岩	17.36	CH62	孤峰组	硅质岩	13.16
CH16	孤峰组	泥质硅质岩	16.55	CH63	孤峰组	硅质岩	10.08
CH17	孤峰组	泥质硅质岩	7.95	CH64	孤峰组	硅质岩	4.47
CH18	孤峰组	泥质硅质岩	9.28	CH65	孤峰组	硅质岩	8.42
CH19	孤峰组	泥质硅质岩	21.48	CH66	孤峰组	硅质岩	5.35
CH20	孤峰组	硅质岩	4.87	CH67	孤峰组	硅质岩	5.77
CH21	孤峰组	硅质岩	2.57	CH68	孤峰组	硅质岩	14.19
CH22	孤峰组	硅质岩	1.88	CH69	孤峰组	硅质岩	14.25
CH23	孤峰组	硅质岩	2.13	CH70	孤峰组	硅质岩	11.35
CH24	孤峰组	硅质岩	1.59	CH71	孤峰组	硅质岩	14.70
CH25	孤峰组	硅质岩	3.57	CH72	孤峰组	硅质岩	9.25
CH26	孤峰组	硅质岩	2.66	CH73	孤峰组	硅质岩	11.96
CH27	孤峰组	硅质岩	1.31	CH74	孤峰组	硅质岩	12.42
CH28	孤峰组	硅质岩	0.80	CH75	孤峰组	硅质岩	8.04
CH29	孤峰组	硅质岩	2.02	CH76	孤峰组	硅质岩	2.59
CH30	孤峰组	硅质岩	2.06	CH77	孤峰组	硅质岩	0.82
CH31	孤峰组	硅质岩	1.79	CH78	孤峰组	硅质岩	1.67
CH32	孤峰组	硅质岩	2.04	CH79	孤峰组	硅质岩	2.76
CH33	孤峰组	硅质岩	0.80	CH80	孤峰组	硅质岩	1.95
CH34	孤峰组	硅质岩	0.67	CH81	孤峰组	硅质岩	1.22
CH35	孤峰组	硅质岩	0.84	CH82	孤峰组	硅质岩	0.89
CH36	孤峰组	硅质岩	0.97	CH83	孤峰组	硅质岩	0.96
CH37	孤峰组	硅质岩	0.65	CH84	孤峰组	硅质岩	1.72
CH38	孤峰组	硅质岩	1.73	CH85	孤峰组	硅质岩	0.96
CH39	孤峰组	硅质岩	1.34	CH86	孤峰组	硅质岩	1.28
CH40	孤峰组	硅质岩	1.53	CH87	孤峰组	硅质岩	1.90
CH41	孤峰组	硅质岩	1.16	CH88	孤峰组	硅质岩	1.62
CH42	孤峰组	硅质岩	1.96	CH89	孤峰组	硅质岩	1.44
CH43	孤峰组	硅质岩	1.03	CH90	孤峰组	硅质岩	1.04
CH44	孤峰组	硅质岩	1.11	CH91	孤峰组	硅质岩	0.72
CH45	孤峰组	硅质岩	2.05	CH92	孤峰组	硅质岩	0.89
CH46	孤峰组	硅质岩	1.03	CH93	孤峰组	硅质岩	1.27
CH47	孤峰组	硅质岩	1.02	CH94	孤峰组	硅质岩	1.18
CH48	孤峰组	硅质岩	1.19	CH95	孤峰组	硅质岩	1.18
CH49	孤峰组	硅质岩	3.43	CH96	孤峰组	硅质岩	1.30
CH50	孤峰组	硅质岩	2.77	CH97	孤峰组	硅质岩	1.01

3)。长链正构烷烃与所有正构烷烃的比值  $\Sigma nC_{25-35}/\Sigma nC_{13-35}$  分布在 0.16 至 0.36 之间, 平均值为 0.23 (表 2)。垂向上该比值表现为起伏变化。其中, 该比值在孤峰组磷质结核段的下部较高, 在孤峰组放射虫硅质岩段顶部呈现逐渐升高的趋势, 在其它层段特别是磷质结核段的上部则较低 (图 4)。碳优势指数 (CPI) 在 0.76 至 0.97 之间, 平均值为 0.86, 垂向上无明显变化, 在 0.9 附近波动 (图 4)。

### 3.2.2 萜烷与藿烷组成与分布特征

研究区孤峰组硅质岩中萜烷分布较完整, 碳数分布范围一般为  $C_{13}$  至  $C_{35}$  之间。三环萜烷中以  $C_{23}$ -三环萜烷为主峰 (图 5)。其中  $C_{24}$ -四环萜烷/ $C_{26}$ -三环萜烷比值在 0.92 至 1.26 之间, 平均值为 1.07 (表 2)。垂向上该比值向上逐渐缓慢升高 (图 6)。藿烷系列中  $C_{30}$ - $\alpha\beta$ -藿烷和  $C_{29}$  莫烷含量很高 (图 5)。 $C_{27}$  18 $\alpha$ -三降藿烷 (Ts) 与  $C_{27}$  17 $\alpha$ -三降藿烷 (Tm) 比值 Ts/(Ts+Tm) 分布在 0.3 至 0.58 之间, 平均值为 0.51 (表 2)。垂向上, 该比值在孤峰组中变化小。伽马蜡烷指数在 0.13 至 0.43 之间, 平均值为 0.19。垂向上, 该比值在孤峰组中基本保持不变 (图 6)。 $C_{31}$  升藿烷在样品中丰度相对较低,  $C_{31}$  升藿烷 22S/(S+R) 比值为 0.53 至 0.59 之间, 平均值为 0.56。垂向上, 该比值变化较小, 在 0.56 附近波动 (图 6)。 $C_{30}$  莫烷/与  $C_{30}$   $\alpha\beta$  藿烷比值在 0.13 至 0.22 之间, 平均值为 0.16。垂向上, 该比值变化显示在孤峰组下部变化较小, 在 0.15 左右波动, 而在孤峰组上部有逐渐升高的趋势 (图 6)。孤峰组样品中升藿烷指数位于分布在 0.04 至 0.06 之间, 平均值为 0.05。升藿烷指数垂线上呈现起伏变化特征。其中, 该指数在孤峰组磷质结核段的上部较高, 而在孤峰组放射虫硅质岩段的上部则较低。

### 3.2.3 甾烷组成与分布特征

孤峰组硅质岩中甾烷的主要包括  $C_{27}$  重排胆甾烷系列、 $C_{27}$  胆甾烷系列、 $C_{29}$  重排谷甾烷、 $C_{28}$  麦角甾烷系列和  $C_{29}$  谷甾烷系列, 其中以  $C_{27}$  胆甾烷为主 (图 7)。这些甾烷化合物相对含量垂向上从孤峰组底部到顶部变化较小。规则甾烷系列中,  $C_{27}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 胆甾烷、 $C_{28}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 麦角甾烷及  $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 谷甾烷呈现 “V 型” 分布特征 (图 7)。其中  $C_{27}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 胆甾烷比  $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 谷甾烷含量高。

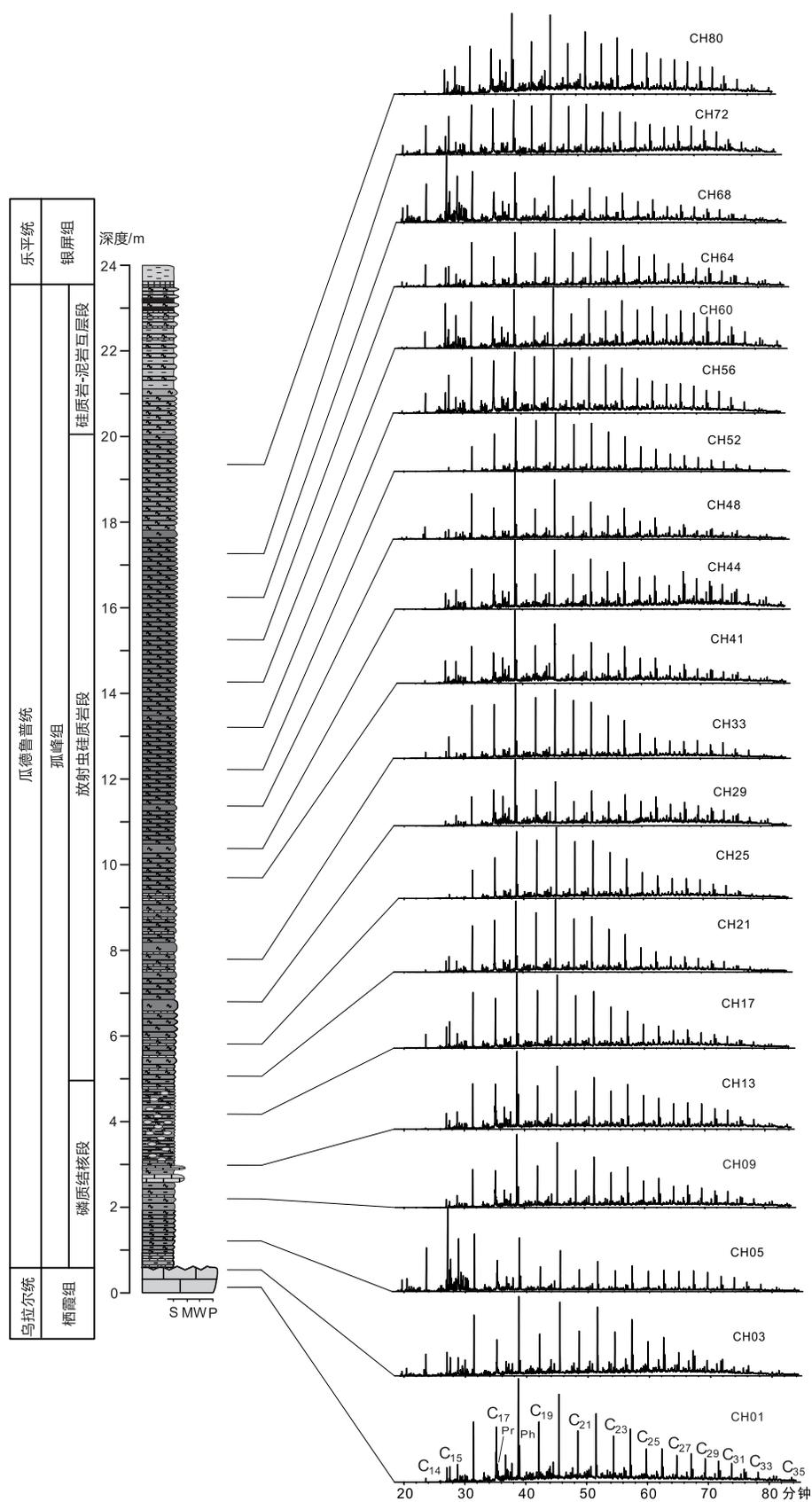


图3 巢湖孤峰组硅质岩饱和烃m/z 85特征离子质量色谱图

Fig. 3 Characteristic ion mass chromatography (m/z 85) of saturated hydrocarbons of Gufeng cherts in Chaohu area

表2 巢湖地区孤峰组样品饱和烃生物标志物参数表

Table 2 Biomarkers data of saturated hydrocarbons of the Gufeng Formation in Chaohu area

样品	碳数分布 (主峰碳)	CPI	Pr/Ph	Pr/nC <sub>17</sub>	Ph/nC <sub>18</sub>	$\frac{\sum nC_{25-35}}{\sum nC_{13-35}}$	C <sub>24</sub> /C <sub>26</sub>	Ts/(Ts+Tm)	C <sub>31</sub> 升藿烷 22S/(S+R)	C <sub>29</sub> 20S /(S+R)	C <sub>30</sub> M /C <sub>30</sub> H	$\gamma$ /C <sub>30</sub> H	升藿烷 指数	%C <sub>27</sub>	%C <sub>28</sub>	%C <sub>29</sub>
CH01	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.84	0.39	0.41	0.6	0.22	0.99	0.5	0.57	0.39	0.16	0.19	0.04	43	27	30
CH03	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.86	0.35	0.29	0.33	0.22	0.96	0.5	0.55	0.46	0.15	0.16	0.05	41	31	28
CH05	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>16</sub> )	0.9	0.53	0.28	0.42	0.23	1.08	0.48	0.54	0.42	0.16	0.43	0.04	28	29	43
CH09	C <sub>14</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.83	0.32	0.35	0.51	0.25	1.08	0.51	0.58	0.4	0.13	0.18	0.04	44	29	27
CH13	C <sub>14</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.91	0.41	0.62	0.73	0.26	1.14	0.55	0.58	0.39	0.16	0.2	0.05	40	29	31
CH17	C <sub>14</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.89	0.43	0.2	0.31	0.17	1.09	0.53	0.58	0.39	0.15	0.21	0.06	39	27	34
CH21	C <sub>14</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>20</sub> )	0.91	0.44	0.21	0.32	0.16	1.02	0.55	0.56	0.38	0.15	0.19	0.05	38	29	33
CH25	C <sub>14</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>20</sub> )	0.93	0.25	0.16	0.35	0.21	1.07	0.55	0.57	0.37	0.13	0.13	0.04	30	28	42
CH29	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.81	0.34	0.49	0.53	0.28	0.92	0.51	0.56	0.4	0.16	0.18	0.04	43	28	29
CH33	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.97	0.26	0.16	0.4	0.18	1.07	0.55	0.56	0.39	0.13	0.18	0.05	37	30	33
CH41	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.79	0.26	0.38	0.57	0.22	1.19	0.52	0.53	0.41	0.15	0.2	0.05	42	31	27
CH44	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.77	0.37	0.54	0.63	0.30	1.03	0.3	0.55	0.42	0.16	0.22	0.05	44	27	29
CH48	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.66	0.39	0.35	0.4	0.18	0.98	0.49	0.57	0.44	0.16	0.17	0.05	41	31	28
CH52	C <sub>14</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>20</sub> )	0.92	0.28	0.13	0.27	0.21	1.13	0.54	0.53	0.42	0.17	0.18	0.06	35	32	33
CH56	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>20</sub> )	0.94	0.46	0.2	0.33	0.21	1.09	0.5	0.59	0.38	0.18	0.18	0.04	39	28	33
CH60	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>20</sub> )	0.89	0.34	0.24	0.3	0.36	0.94	0.47	0.55	0.38	0.16	0.15	0.04	44	25	31
CH64	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>20</sub> )	0.76	0.39	0.26	0.31	0.25	1.01	0.48	0.56	0.39	0.16	0.16	0.04	44	26	30
CH68	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>16</sub> )	0.83	0.31	0.27	0.41	0.18	1.17	0.51	0.53	0.41	0.16	0.15	0.06	46	26	28
CH72	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>20</sub> )	0.92	0.5	0.16	0.25	0.22	1.26	0.58	0.59	0.35	0.17	0.18	0.04	36	27	37
CH80	C <sub>13</sub> -C <sub>35</sub> (C <sub>18</sub> )	0.93	0.33	0.44	0.54	0.27	1.2	0.49	0.56	0.4	0.22	0.16	0.04	44	27	29

注: C<sub>24</sub>/C<sub>26</sub>=C<sub>24</sub>-四环萜烷/C<sub>26</sub>-三环萜烷; 升藿烷指数=C<sub>35</sub>/∑C<sub>31-35</sub>升藿烷; C<sub>30</sub>M/C<sub>30</sub>H=C<sub>30</sub>莫烷/C<sub>30</sub>αβ藿烷;  $\gamma$ /C<sub>30</sub>H=伽玛蜡烷指数, 即伽玛蜡烷/C<sub>30</sub>αβ藿烷; %C<sub>27</sub>=C<sub>27</sub>/(C<sub>27</sub>+C<sub>28</sub>+C<sub>29</sub>); %C<sub>28</sub>=C<sub>28</sub>/(C<sub>27</sub>+C<sub>28</sub>+C<sub>29</sub>); %C<sub>29</sub>=C<sub>29</sub>/(C<sub>27</sub>+C<sub>28</sub>+C<sub>29</sub>); CPI指数代表奇偶碳优势指数

C<sub>27</sub> ααα 20R 胆甾烷比例 (% C<sub>27</sub> = C<sub>27</sub>/(C<sub>27</sub>+C<sub>28</sub>+C<sub>29</sub>)) 分布在 28% 至 46% 之间, 平均值为 39.9% (表 2)。垂向上, 该比值在孤峰组上下部分变化较小, 在 40% 上下波动 (图 8)。C<sub>28</sub> ααα 20R 麦角甾烷及 C<sub>29</sub> ααα 20R 谷甾烷百分比分别为 25% 至 31% (平均值为 28%) 和 27% 至 43% (平均值为 32%) (表 2)。甾烷 C<sub>29</sub> ααα 20S/(20S+20R) 比值在 0.37 至 0.46 之间, 平均值为 0.4 (表 2)。垂向上, 该比值在整个研究层位变化较小, 在 0.58 附近波动 (图 8)。

## 4 讨论

### 4.1 孤峰组有机质热成熟度

成熟度过高的有机质, 在利用生物标志物解释环境时需要谨慎 (Farrimond et al., 1998), 因此在开展环境分析之前, 首先要评估有机质的热成熟度。奇偶碳优势指数 (CPI) 受有机质热成熟度的影响, 未熟的有机质中该指数会明显高于或低于 1.0 (Peters et al., 2005)。孤峰组样品中 CPI 指数在 0.66 至 0.97 之间, 平均值仅为 0.86, 具有偶数碳优势, 但这不能说明其有机质是未熟或成熟的。

CPI 指数小于 1 可能与高盐环境有关 (Peters et al., 2005)。C<sub>29</sub> ααα 甾烷和 C<sub>31</sub> 升藿烷的 R 生物构型和 S 地质构型 (或非生物) 异构体的相对丰度与有机质热成熟度有关, 成熟度越高, 20S 构型的比例越高。当有机质达到成熟时, C<sub>29</sub> ααα 甾烷 20S/(20S+20R)、C<sub>31</sub> 升藿烷 22S/(S+R) 比值分别达到 0.55 和 0.6 的平衡值 (Farrimond et al., 1998; Peters et al., 2005)。孤峰组样品 C<sub>29</sub> ααα 甾烷 20S/(20S+20R) 比值分布在 0.37 至 0.46 之间, 平均值为 0.40, 远低于平衡值 0.55。而 C<sub>31</sub> 升藿烷 22S/(S+R) 比值分布在 0.53 至 0.59 之间, 平均值为 0.56, 低于平衡值 0.6。这两个热成熟度参数表明孤峰组有机质 C<sub>29</sub> ααα 甾烷和 C<sub>31</sub>-升藿烷的异构化作用尚未达到平衡, C<sub>29</sub> ααα 甾烷 20S/(20S+20R) 与 C<sub>31</sub> 升藿烷 22S/(S+R) 交汇图 (图 9a) 表明其热成熟程度是生油窗的早期, 但未达到生油高峰。18α-三降藿烷 (Ts) 较稳定, 受热成熟度影响较小, 而 17α-三降藿烷 (Tm) 则随成熟度的变化而变化, 因此 Ts/(Ts+Tm) 比值也是成熟度指标 (Seifert and Moldowan, 1978; Kolaczowska et al., 1990; Peters and Moldowan, 1993)。随着热演

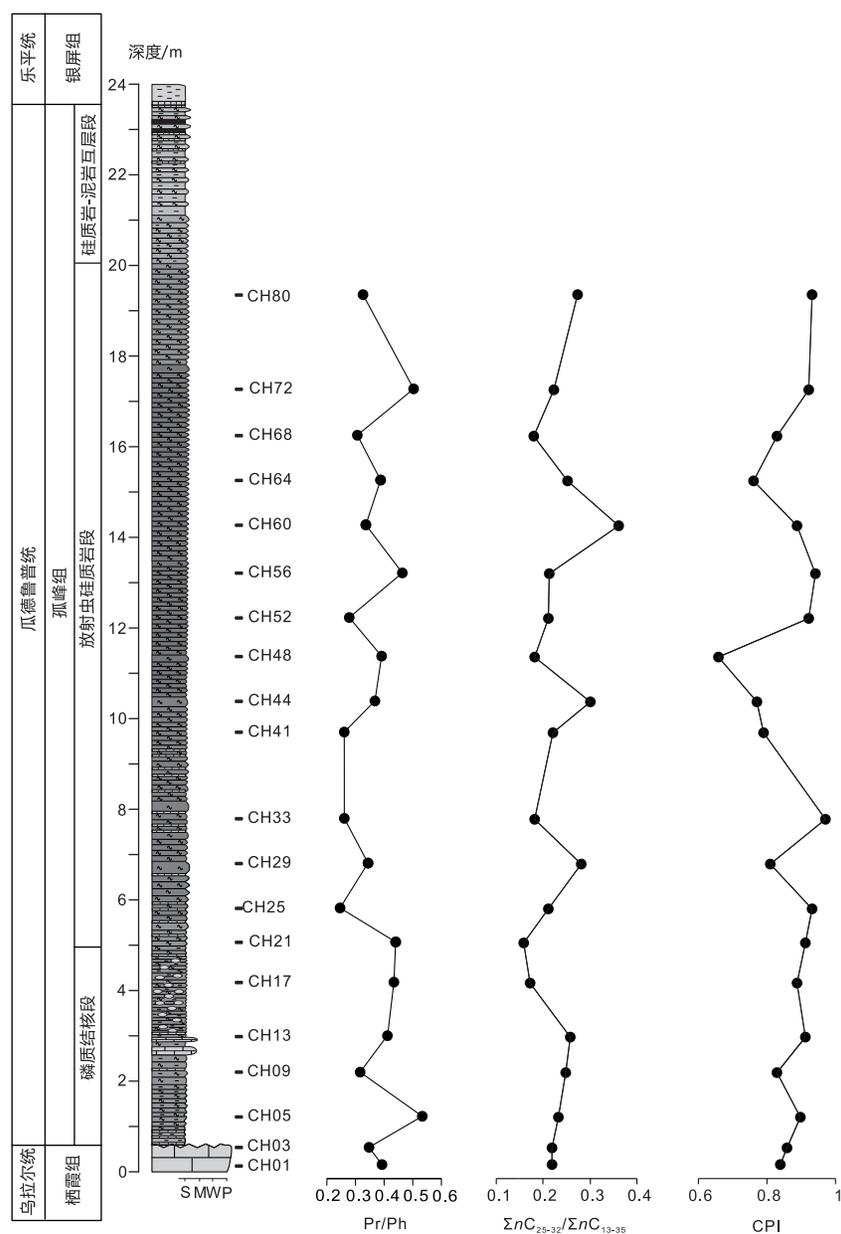


图4 正构烷烃生物标志物参数Pr/Ph比值、 $\Sigma nC_{25-35}/\Sigma nC_{13-35}$ 比值以及CPI曲线分布图

Fig. 4 Profiles of *n*-alkane biomarkers Pr/Ph ratios,  $\Sigma nC_{25-35}/\Sigma nC_{13-35}$  ratios and CPI

化程度的增加,  $Ts/(Ts+Tm)$ 值逐渐增大, 在生油阶段晚期该值达到0.5 (Peters and Moldowan, 1993)。但是该比值也会受到岩性和有机质来源的影响 (Seifert and Moldowan, 1978; Peters and Moldowan, 1993)。Ts/(Ts+Tm)与 $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$ 甾烷 20S/(20S+20R)交汇图 (图9b) 表明, 巢湖地区孤峰组样品的Ts/(Ts+Tm)比值和 $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$ 甾烷 20S/(20S+20R)比值相关性较弱 ( $R^2=0.16$ )。说明巢湖地区样品Ts/(Ts+Tm)比值可能受到了除热成熟度以外的其它环境因素如岩性和有机质来源的影响。莫烷与藿烷形成于成岩阶段, 与 $\alpha\beta$ 藿烷相比, 莫烷更加不稳定, 在

后生阶段减少的更快。因此 $C_{30}$ 莫烷/ $C_{30}$   $\alpha\beta$ 藿烷比值可用于指示热成熟度, 热成熟度越高, 该比值越小, 比如在成熟生油源岩中该比值小于0.15 (Seifert and Moldowan, 1978; Peters et al., 2005)。巢湖地区样品中 $C_{30}$ 莫烷/ $C_{30}$   $\alpha\beta$ 藿烷比值在0.13至0.22之间, 平均值为0.16, 说明孤峰组有机质接近于成熟阶段。

#### 4.2 孤峰组有机质母质来源

长链正构烷烃 $C_{25}$ 至 $C_{31}$ 是陆地植物蜡的主要特征, 在热演化成熟过程中基本不变 (Ishiwatari et al., 1999)。水生浮游植物与陆地高等植物相比更

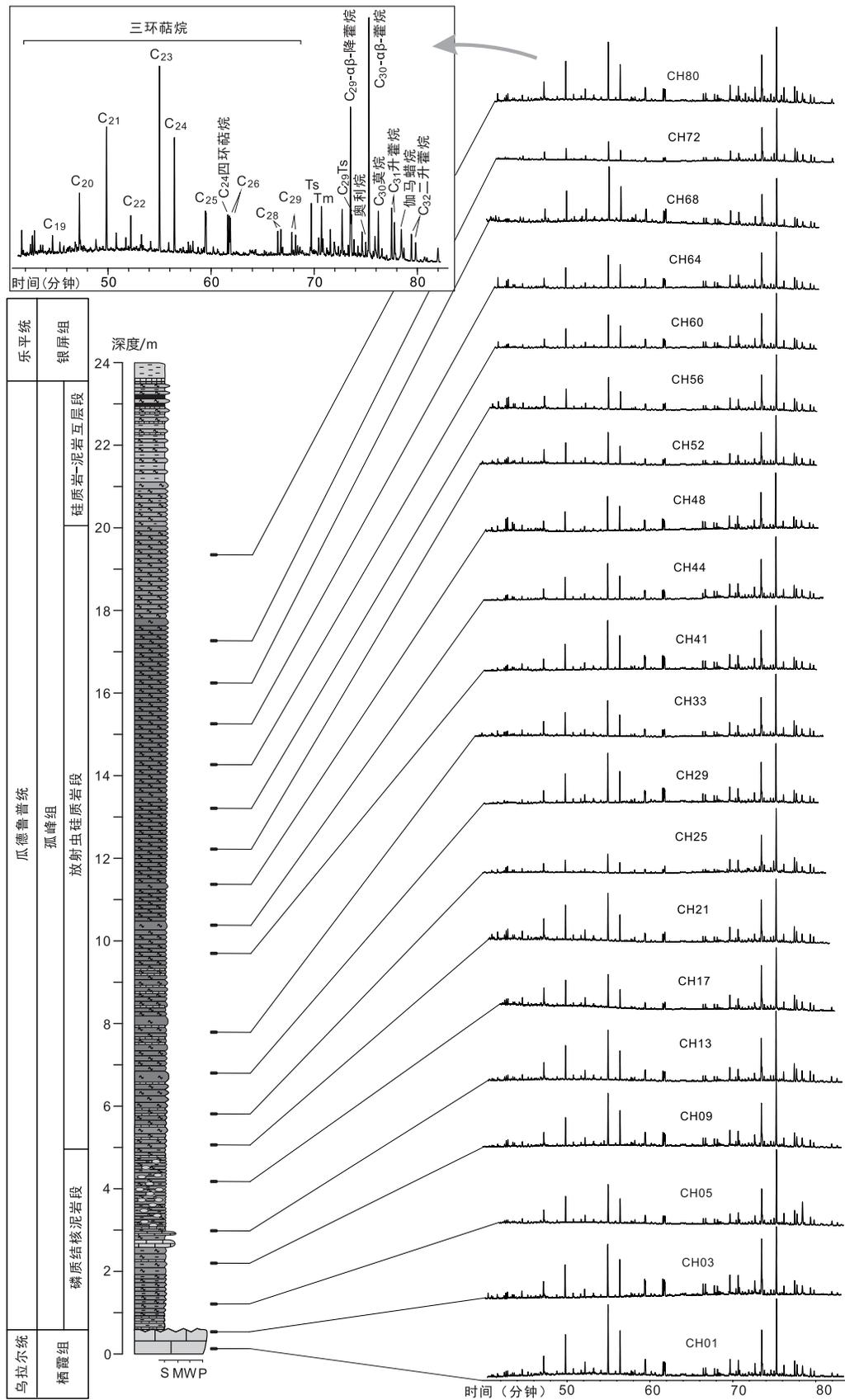


图5 巢湖孤峰组硅质岩饱和烃m/z 191特征离子质量色谱图

Fig. 5 Characteristic ion mass chromatography (m/z 191) of saturated hydrocarbons of Gufeng cherts in Chaohu area

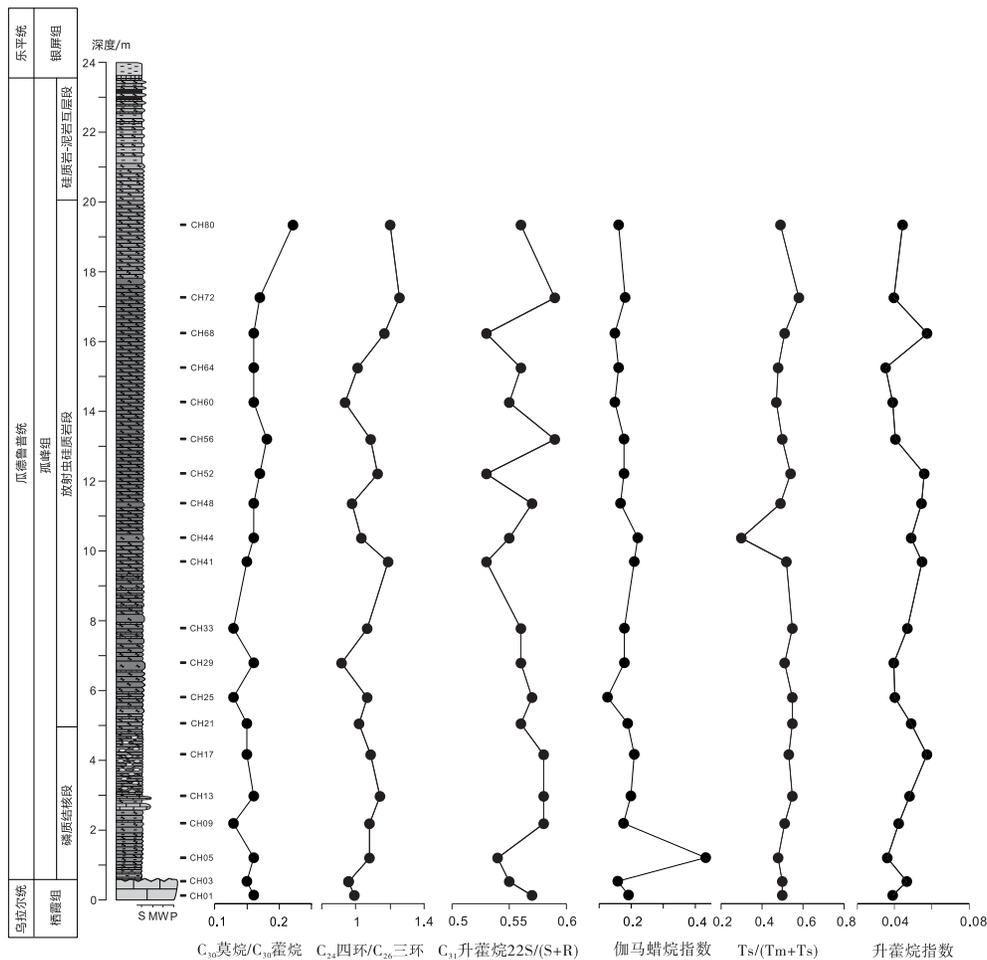


图6 萜烷与藿烷生物标志物参数  $C_{30}$  莫烷/ $C_{30}$   $\alpha\beta$  藿烷比值、 $C_{24}$ -四环萜烷/ $C_{26}$ -三环萜烷比值、 $C_{31}$  升藿烷 22S/(22S+22R)、伽玛蜡烷指数 (伽玛蜡烷/ $C_{30}$   $\alpha\beta$  藿烷,  $\gamma/C_{30}H$ )、 $Ts/(Ts+Tm)$ 、以及升藿烷指数 ( $C_{35}$  升藿烷/ $\Sigma C_{31-35}$  升藿烷) 曲线图

Fig. 6 Profiles of terpane biomarkers  $C_{30}$  moretane/ $C_{30}$   $\alpha\beta$  hopane ratio,  $C_{24}$ -tetracyclic terpane/ $C_{26}$ -tricyclic terpane ratio,  $C_{31}$  homohopane 22S/(22S + 22R), gammacerane index,  $Ts/(Ts+Tm)$ , and homohopane index ( $C_{35}$  homohopane/ $\Sigma C_{31-35}$  homohopane)

富含  $C_{14}$  至  $C_{19}$  正构烷烃 (Galimov et al., 2006)。巢湖地区孤峰组样品正构烷烃碳数分布范围为  $C_{13}$  至  $C_{35}$  和  $C_{14}$  至  $C_{35}$ , 主峰碳为  $C_{16}$ 、 $C_{18}$  及  $C_{20}$ , 以低碳数为主, 表明孤峰组硅质岩的有机母质来源以低等水生生物如浮游植物为主。同时, 较低  $\Sigma nC_{25-35}/\Sigma nC_{13-35}$  比值 (表2, 图5) 也表明有机质母质是短链烷烃为主的低等水生生物, 含少量高等植物。长链三环萜烷反映藻类水生植物的贡献, 而  $C_{24}$ -四环萜烷则代表了陆源有机质的输入, 因而  $C_{24}$ -四环/ $C_{26}$ -三环萜烷比值可以反映有机质的来源 (Peters et al., 2005)。较高  $C_{24}$ -四环/ $C_{26}$ -三环萜烷比值 (约 1.75) 代表陆源高等植物贡献较大, 较低 (约 0.9) 比值代表陆源植物贡献小, 比值在 1.00 至 1.62 之间则可能与高盐度水体中  $C_{24}$ -四环萜烷异常高有关 (Peters et al., 2005)。巢湖孤峰组的  $C_{24}$ -四

环/ $C_{26}$ -三环萜烷的比值分布在 0.92 至 1.26 之间, 平均值为 1.07, 可能与陆源高等植物贡献小或者水体盐度较高有关。由于藿烷主要来自细菌 (Tissot and Welte, 1984; Bechtel et al., 2001), 孤峰组较高的藿烷含量 (图5) 说明其有机质中来自细菌的贡献也较为突出。 $C_{27}$  胆甾烷有机母质主要来自浮游生物或藻类的贡献, 而  $C_{29}$  谷甾烷的有机母质主要来自陆源高等植物 (Volkman, 1986)。巢湖地区孤峰组样品中  $C_{27}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 胆甾烷、 $C_{28}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 麦角甾烷及  $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 谷甾烷呈“V”型分布 (图5), 其中  $C_{27}$  相对  $C_{29}$  含量明显要高, 说明甾烷的有机母质类型主要以海洋浮游藻类为主。样品有机质中  $C_{27}$ - $C_{28}$ - $C_{29}$   $\alpha\alpha\alpha$  20R 甾烷三角图 (图10) 也表明有机母质主要来自浮游生物以及细菌的贡献, 同时含少量高等植物 (Hunt, 1996)。

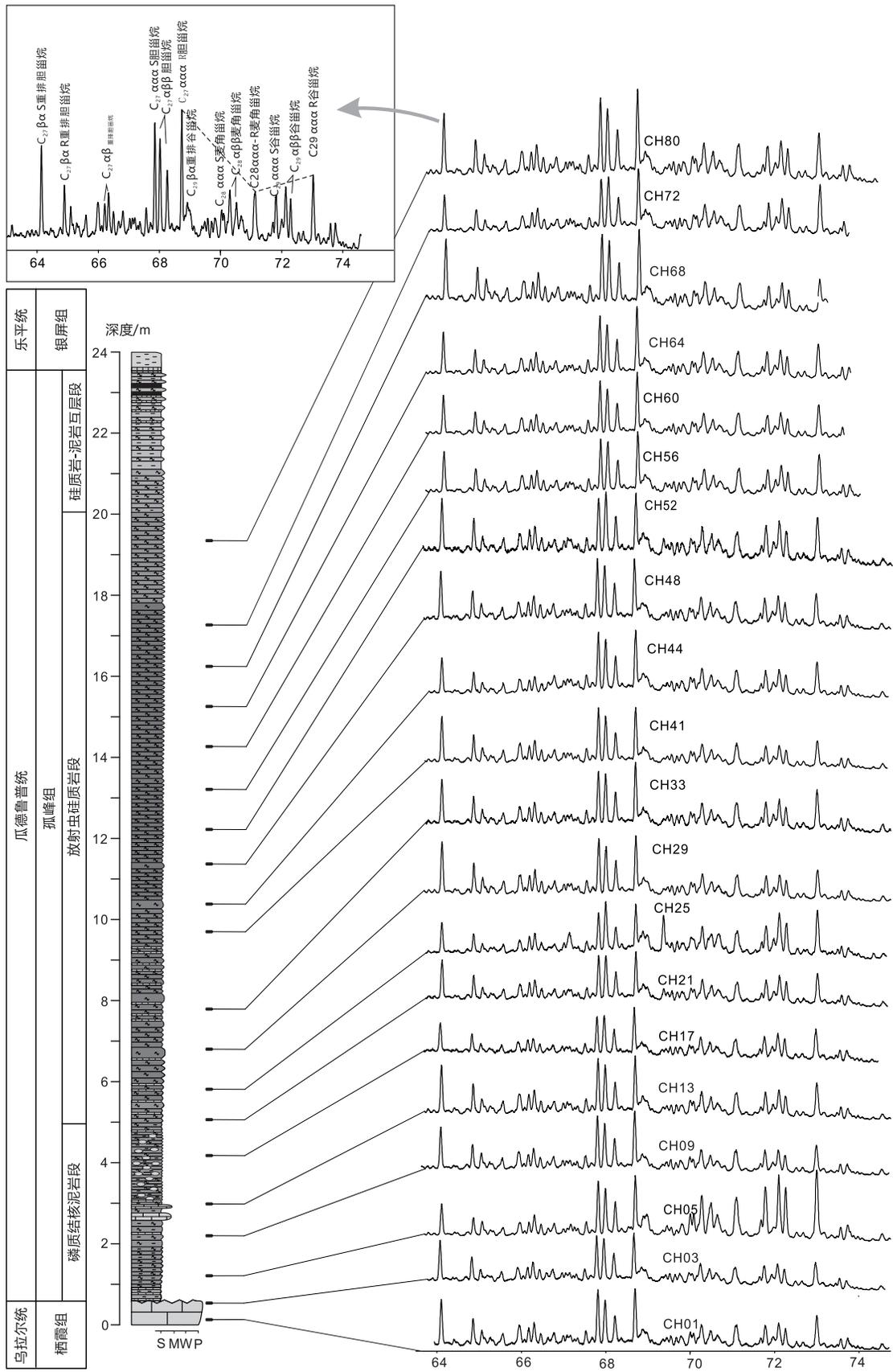


图7 巢湖孤峰组硅质岩饱和烃m/z 217特征离子质量色谱图

Fig. 7 Characteristic ion mass chromatography (m/z 217) of saturated hydrocarbons of Gufeng cherts in Chaohu area

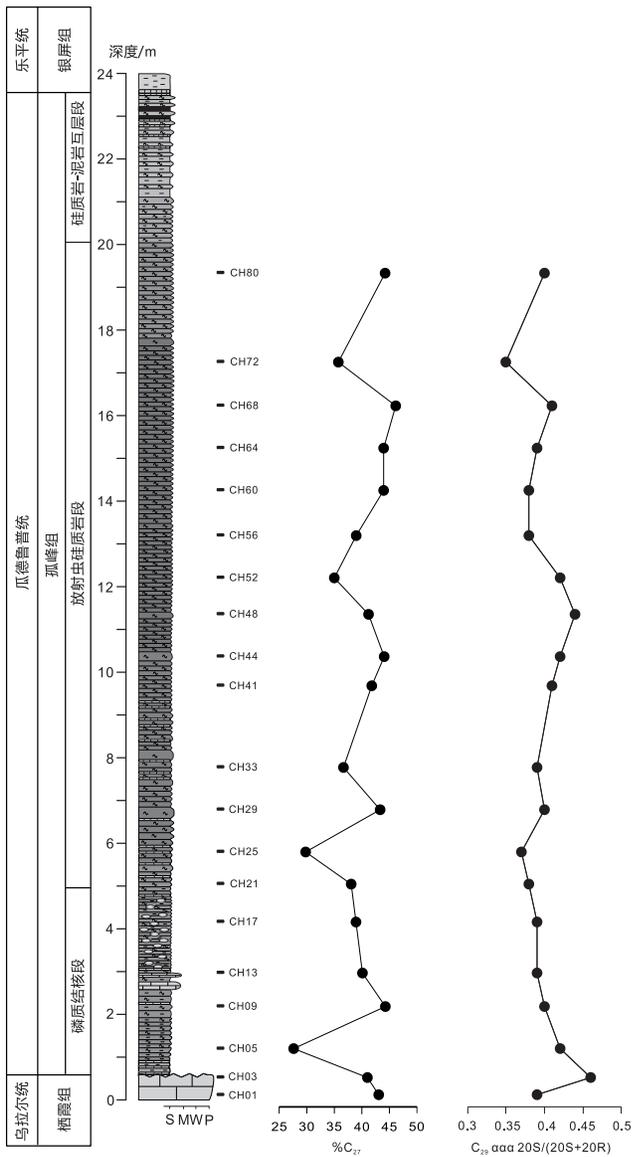


图8 甾烷生物标志物参数  $C_{27} \alpha \alpha 20R$  胆甾烷百分含量 ( $\%C_{27}$ ) 及  $C_{29} \alpha \alpha 20S/(20S+20R)$  比值垂向变化特征  
 Fig. 8 Profiles of sterane biomarkers  $C_{27} \alpha \alpha 20R$  sterane percentage ( $\%C_{27}$ ) and  $C_{29} \alpha \alpha 20S/(20S+20R)$  ratios

### 4.3 孤峰组沉积水体氧化还原条件

姥鲛烷 (Pr) 和植烷 (Ph) 是植醇分别在氧化环境和还原环境中进行地球化学成岩作用过程中形成的 (Bendoraitis et al., 1962; Maxwell et al., 1971; Brooks et al., 1969)。因此, Pr/Ph 比值可以指示沉积水体的氧化还原条件 (Didyk et al., 1978; Candra et al., 1994; Escobar et al., 2011), Pr/Ph 比值小于 1, 指示缺氧环境, 大于 1 则指示氧化环境。然而, Peters 和 Moldowan (1993) 认为 Pr/Ph 比值大于 3 时反映陆源有机质在氧化环境下记录的信号, 而 Pr/Ph 比值在 1 至 3 之间则指示贫氧的沉积水体环境。孤峰组样品的 Pr/Ph 比值最高值为 0.6, 平均值为 0.37, 表明孤峰组沉积水体为缺氧的环境。Pr/nC<sub>17</sub> 与 Ph/nC<sub>18</sub> 交汇图 (图 11) 也表明样品有机质沉积水体为还原的海洋环境。伽玛蜡烷是一个非藿烷的 C<sub>30</sub> 三萜烷, 可能来自于四膜虫醇, 是由高盐度环境下原生生物细胞膜中脂类取代类固醇物质形成的 (ten Haven et al., 1987)。因此, 较高的伽玛蜡烷指数一般指示分层、缺氧的水体特征 (Schoell et al., 1994; Kenig et al., 1995; Sinninghe Damsté et al., 1995)。Xie 等 (2007) 认为伽玛蜡烷指数 (伽玛蜡烷/C<sub>30</sub> αβ 藿烷) 大于 0.2 反映分层缺氧的水体特征。巢湖地区孤峰组伽玛蜡烷指数均值为 0.2, 表明沉积环境盐度较高、缺氧的沉积水体环境。C<sub>31</sub> 至 C<sub>35</sub> 五升藿烷的前驱物是细菌藿四醇, 该物质在水体中富游离态氧气时被氧化为 C<sub>32</sub> 酸, 通过失去羧基团形成 C<sub>31</sub> 藿烷, 当氧气消耗完后变成 C<sub>32</sub> 至 C<sub>35</sub> 系列保存下来 (Peters and Moldowan, 1993)。高的 C<sub>35</sub> 五升藿烷含量反映高度缺氧还原环境 (Demainson et al., 1983; Peters and Moldowan, 1991), C<sub>32</sub> 二升藿

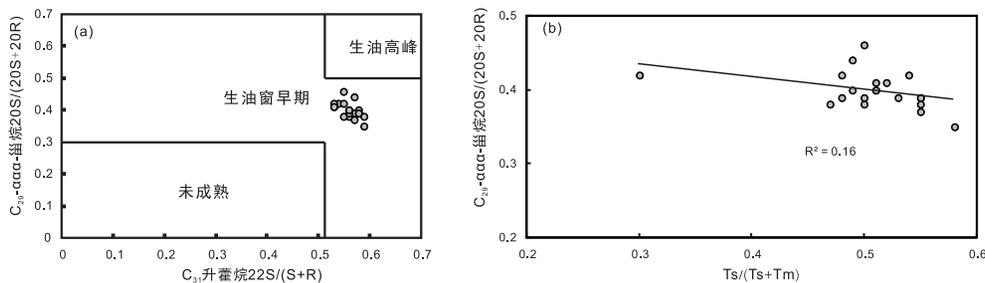


图9 巢湖地区孤峰组硅质岩 C<sub>31</sub> 升藿烷与 C<sub>29</sub> αα 甾烷 20S/(20S+20R) 交汇图 (a) 及 Ts/(Ts+Tm) 与 C<sub>29</sub> αα 甾烷 20S/(20S+20R) 甾烷交汇图 (b)

Fig. 9 Crossplots between C<sub>31</sub> homohopane vs. C<sub>29</sub> αα sterane 20S/(20S+20R) (a) and Ts/(Ts+Tm) vs. C<sub>29</sub> αα sterane 20S/(20S+20R) (b) of the Gufeng chert in Chaohu area (After Hosseiny et al., 2016)

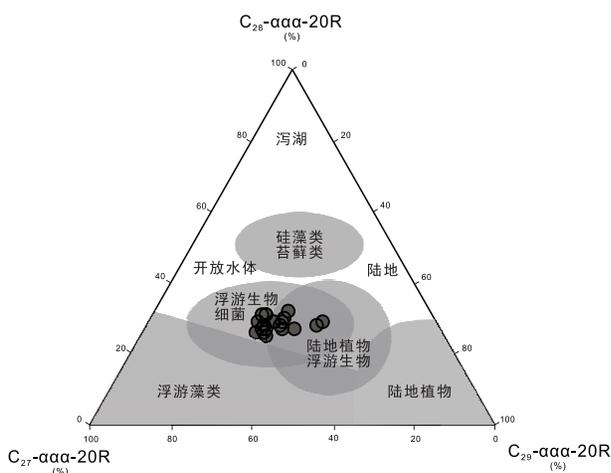


图 10 巢湖地区孤峰组硅质岩有机质  $C_{27}-C_{28}-C_{29}$   $\alpha\alpha$  20R 甾烷三角图

Fig. 10 Ternary diagram of  $C_{27}-C_{28}-C_{29}$   $\alpha\alpha$  20R sterane of Gufeng cherts in Chaohu area (After Hunt, 1996)

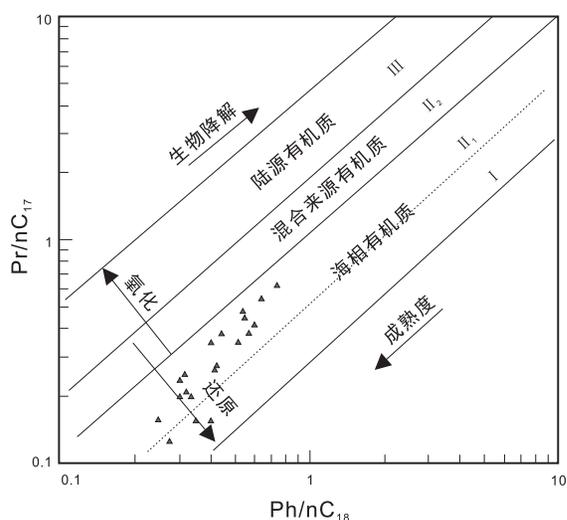


图 11 巢湖地区孤峰组  $Pr/nC_{17}$  与  $Ph/nC_{18}$  交汇图

Fig. 11 Crossplot between  $Pr/nC_{17}$  vs.  $Ph/nC_{18}$  of the Gufeng Formation in Chaohu area (After Shanmugam, 1985)

烷、 $C_{33}$ 三升藿烷和  $C_{34}$ 四升藿烷含量较高时反映缺氧的环境 (Demainson et al., 1983)。孤峰组样品中升藿烷指数位于 0.04 至 0.06 之间, 平均值为 0.05, 说明孤峰组沉积时期古水体并没有达到高度缺氧的程度。结合其它指标, 作者认为孤峰组古沉积水体主要为缺氧的还原环境, 水体具有中等程度的分层特征, 很可能与海洋最小氧化带有关。孤峰组普遍发生的中等分层的缺氧环境可能与当时较为炎热和干旱的气候有关 (Chen et al., 2013; Rey et al., 2018), 炎热的条件会导致水体脱氧, 干旱的气候引起水体蒸发量升高, 从而导致水体分层

并缺氧。

#### 4.4 孤峰组有机质富集规律

有机质的保存与埋藏聚集主要与有机质的物质基础以及保存条件有关。有机质的物质基础主要是表层水体光合作用过程中形成的有机质总量, 也就是水体的初级生产力水平, 初级生产力水平越高, 形成的有机质总量越高, 沉淀到海底的有机质就会越多, 进而促进有机质的富集 (Pedersen and Calvert, 1990; Sageman et al., 2003)。有机质的保存条件主要是指古沉积水体的氧化还原条件和沉积速率, 表层水体形成的有机质在沉淀到海底并埋藏的过程中很容易被水体中氧气进行氧化分解, 导致绝大部分有机质被分解或以悬浮或溶解有机质的形态存在, 只有少量 (小于 10%) 有机质最终沉淀到海底沉积物中并最终埋藏下来。缺氧或还原的水体中氧气含量较少, 有机质被氧化的程度较低, 容易被保存下来形成有机质的富集 (Demaison and Moore, 1980; Arthur and Sageman, 1994)。这两个环境因素均可以引起沉积物中有机质的富集。巢湖地区孤峰组黑色硅质岩中有机碳含量一般较高, TOC 一般大于 3% (图 2), TOC 曲线在孤峰组垂向上部变化表现为基线 (TOC=5%) 基础上出现两个高峰值, 分别位于孤峰组磷质结核段以及放射虫硅质岩段的上部。这两个 TOC 峰值的平均值能达到 13%。这些有机质富集的环境控制因素是什么? 从生物标志物的各种氧化还原条件的参数上看, 古沉积水体为分层不明显的缺氧环境, 有利于有机质的富集, 这可能是孤峰组普遍富集有机质 (TOC 一般大于 3%) 的原因。但在孤峰组磷质结核段以及孤峰组放射虫硅质岩段上部有机质富集的两个高峰并没有对应着这些氧化还原指标的高峰值, 说明此时有机质更大规模的富集与其它因素如海洋初级生产力或沉积速率相关。一般而言, 低沉积速率反映沉积物来源较少, 在一次海泛沉积基本旋回中形成的单层厚度较小。孤峰组硅质岩为薄层状, 单层厚度一般为 5 cm 左右, 单层厚度在 TOC 的高峰段并没有发生改变, 可能说明沉积速率并不是大规模有机质富集的原因。孤峰组沉积时期, 巢湖地区位于扬子台地边缘向秦岭海的过渡地带 (何卫红等, 1999)。与现代位置不同, 华南板块二叠纪时期古地理方位相对现代方位逆时针旋转 70°

(Nie, 1991), 古地理上该古海域属于古特提斯洋的东部, 由于处于信风带, 洋流上涌较为普遍。洋流上涌带来的营养物质能引发表层水体浮游植物繁盛, 导致初级生产力的升高。孤峰组磷质结核段富含的磷是洋流上涌区的沉积特征 (Schuffert et al., 1998; Laurent et al., 2015), 说明有机质的大规模富集可能与洋流上涌引发的表层水体初级生产力迅速升高有关 (Zhang et al., 2019)。洋流上涌强度在孤峰组磷质结核段和放射虫硅质岩段上部出现两个高峰可能与气候突然变冷如卡穆拉事件 (Isozaki et al., 2007) 有关, 但还需要更多的工作来证实。

## 5 结论

有机质的饱和烃生物标志物特征表明孤峰组有机质热成熟度处于生油窗的早期; 有机质母质来源主要来自海洋浮游藻类和细菌, 以及少量的陆源高等植物; 孤峰组古沉积水体为分层不明显的缺氧环境。巢湖地层孤峰组黑色硅质岩普遍富含有机质可能与温暖炎热气候下古沉积水体长期发育中等分层的缺氧环境有关。在缺氧的海洋中, 有机质受到氧化分解的程度较低, 导致有机质在海底大量埋藏和聚集。随着气候的突然变冷, 海洋洋流上涌强度的突然升高, 由洋流带来大量的营养物质引发海洋表层浮游植物大规模繁盛, 迅速提高海洋初级生产力水平, 造成有机质更大规模的富集。

## 参考文献 (References):

- 方朝刚, 殷启春, 滕龙, 等. 2018. 萍乐拗陷区中二叠统茅口组南港段页岩气基本特征——以ZK01井为例[J]. 科学技术与工程, 18(28): 26–36.
- 葛海霞, 张枝焕. 2015. 下扬子黄桥—句容地区二叠系—下三叠统油源分析[J]. 科学技术与工程, 15(26): 140–151.
- 何卫红, 吴顺宝, 张克信, 等. 1999. 下扬子区孤峰组放射虫化石带划分及环境分析[J]. 江苏地质, 23(1): 17–23.
- 黄保家, 施荣富, 赵幸滨, 等. 2013. 下扬子皖南地区古生界页岩气形成条件及勘探潜力评价[J]. 煤炭学报, 38(5): 877–882.
- 李旭兵, 曾雄伟, 王传尚, 等. 2011. 东吴运动的沉积学响应——以湘鄂西及邻区二叠系茅口组顶部不整合面为例[J]. 地层学杂志, 35(3): 299–304.
- 廖志伟, 胡文瑄, 曹剑, 等. 2016. 下扬子皖南大隆组黑色岩系发育特征及油气资源潜力初探[J]. 高校地质学报, 22(1): 138–151.
- 李朋, 胡正祥, 宗维, 等. 2017. 鄂西恩施地区孤峰组岩石地球化学特征及含矿性分析[J]. 地层学杂志, 41(3): 344–350.
- 刘敬维. 2018. 江苏省二叠系烃源岩发育特征及页岩气潜力[D]. 南京: 南京大学.
- 潘继平, 乔德武, 李世臻, 等. 2011. 下扬子地区古生界页岩气地质条

- 件与勘探前景[J]. 地质通报, 30(Z1): 337–343.
- 吴浩. 2014. 安徽省扬子地层区古生界页岩气地质条件与勘探前景[D]. 南京: 南京大学.
- 吴勘, 马强分, 冯庆来. 2015. 扬子板块北缘孤峰组地层划分及空间分布特征[J]. 地层学杂志, 39(1): 33–39.
- 徐伟民. 1990. 苏浙皖地区二叠系硅质来源及其与油气关系的探讨[J]. 石油实验地质, 12(1): 44–48.
- 徐学思, 房尚明, 钱清. 1997. 江苏省岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 徐菲菲, 张训华, 黄正清, 等. 2019. 下扬子地区宁国凹陷大隆组—孤峰组泥页岩储层特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 46(2): 180–190.
- 袁飞. 2018. 下扬子巢湖—宣城地区二叠系泥页岩储层特征研究[D]. 武汉: 长江大学.
- 赵永泉, 徐家聪, 黄国成. 1983. 皖中地区茅口晚期地层的划分对比——银屏组的建立及其意义[J]. 中国区域地质, 5(3): 65–76.
- 朱同兴. 1989. 安徽南部二叠统结核硅质岩和层状硅质岩的沉积学特征及其成因探讨[J]. 岩相古地理, 43(5): 1–8.
- 张福榕, 李翀, 周文治, 等. 2017. 苏北盆地古生界页岩气形成条件及评价[J]. 录井工程, 28(4): 103–109+135.
- 张敏强, 高顺莉, 谭思哲. 2018. 南黄海盆地中、古生界地质特征及勘探方向[J]. 海洋地质与第四纪地质, 38(3): 24–34.
- 张玺华, 陈聪, 张亚, 等. 2018. 川西北地区茅口组海槽相地质特征及其油气地质意义[J]. 天然气勘探与开发, 41(3): 42–50.
- Arthur M A and Sageman B B. 1994. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposition [J]. Annual Review of Earth and Planetary Science, 22: 499–551.
- Bendoraitis J G, Brown B L and Hepner L S. 1962. Isoprenoid hydrocarbons in petroleum [J]. Analytical Chemistry, 34: 49–52.
- Brooks J D, Gould K and Smith J. 1969. Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum [J]. Nature, 222: 257–259.
- Bechtel A, Gratzer R and Sachsenhofer R F. 2001. Chemical characteristics of upper Cretaceous (Turonian) jet of the Gosau group of gams/hieflau (styria, Austria) [J]. International Journal of Coal Geology, 46: 27–49.
- Candra K, Mishra C S, Samanta U, et al. 1994. Correlation of different maturity parameters in the Ahmedabad–Mehsana block of the Cambay basin [J]. Organic Geochemistry, 21: 313–321.
- Chen B, Joachimski M M, Shen S, et al. 2013. Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited [J]. Gondwana Research, 24(1): 77–89.
- Demainson G J and Morre A G T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis [J]. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64: 1179–1209.
- Demainson G J, Holck A J J, Jones R W, et al. 1983. Predictive source bed stratigraphy: a guide to regional petroleum occurrence [C] // Proceedings of the 11<sup>th</sup> World Petroleum Congress 2, PD1, J. Wiley and Sons, New York, 1179–1209.
- Didyk B M, Simoneit B R T, Brassell S C, et al. 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation [J]. Nature, 272: 216–222.
- Escobar M, Marquez G, Inciarte S, et al. 2011. The organic geochemistry of oil seeps from the Sierra de Perijá eastern foothills, Lake Maracaibo Basin, Venezuela [J]. Organic Geochemistry, 42: 727–738.
- Farrimond P, Taylor A and Telnæs N. 1998. Biomarker maturity parameters: the role of generation and thermal degradation [J]. Organic Geochemistry, 29: 1181–1197.
- Galimov E M. 2006. Isotope organic geochemistry [J]. Organic Geochemistry, 37: 1200–1262.
- Hanson A D, Zhang S C, Moldowan J M, et al. 2000. Molecular organic geochemistry of the tarim basin, NW China [J]. American Association of

- Petroleum Geologists Bulletin, 84: 1109–1128.
- He B, Xu Y, Wang Y, et al. 2006. Sedimentary and lithofacies palaeogeography in southwestern China before and after the Emeishan flood volcanism: New insights into surface response to mantle plume activity [J]. *The Journal of Geology*, 114: 117–132.
- Hosseiny E and Rabbani S A. 2016. Source rock characterization of the Cretaceous Sarvak Formation in the eastern part of the Iranian sector of Persian Gulf [J]. *Organic Geochemistry*, 99: 53–66.
- Hunt J M. 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*, second ed [J]. Freeman W H, San Francisco.
- Ishiwatari R, Kon M, Yamada K, et al. 1999. Application of gas chromatography/isotope ratio mass spectrometry to petroleum geochemistry: Carbon isotopic composition of individual long chain normal alkanes in oils from Northeast Japan [J]. *Journal of the Japanese Association of Petroleum Technologist*, 64: 551–559.
- Isozaki Y, Kawahata H and Ota A. 2007. A unique carbon isotope record across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleo-atoll carbonates: The high-productivity “Kamura event” and its collapse in Panthalassa [J]. *Global and Planetary Change*, 55(1): 21–38.
- Jeffrey D S, Miriam K and Richard A J. 1998. Carbon and phosphorus burial associated with modern phosphorite formation [J]. *Marine Geology*, 146 (1): 21–31.
- Kenig F, Sinninghe Damsté J S, Frewin N L, et al. 1995. Molecular indicators for paleoenvironmental change in a Messinian evaporitic sequence (Vena del Gesso, Italy). II. High-resolution variations in abundances and  $^{13}\text{C}$  contents of free and Sulphur-bound carbon skeletons in a single marl bed [J]. *Organic Geochemistry*, 23: 485–526.
- Kolaczowska E, Slougui N E, Watt D S, et al. 1990. Thermodynamic stability of various alkylated, dealkylated, and rearranged  $17\alpha$ - and  $17\beta$ -hopane isomers using molecular mechanics calculations [J]. *Organic Geochemistry*, 16: 1033–1038.
- Laurent D, de Kaenel E, Jorge E, et al. 2015. A sedimentological model of organic-matter preservation and phosphogenesis in the Miocene Monterey Formation at Haskells Beach, Goleta (central California) [J]. *Sedimentary Geology*, 326: 16–32.
- Maxwell J R, Pillinger C T and Eglinton G. 1971. *Organic geochemistry Q* [J]. *Chemical Society Reviews*, 25: 571–628. <https://doi.org/10.1039/QR9712500571>.
- Moldowan J M, Seifert W K and Gallegos E J. 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks [J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1255–1268.
- Moldowan J M, Sundararaman P and Schoell M. 1986. Sensitivity of biomarker properties to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of SW, Germany [J]. *Organic Geochemistry*, 10: 915–926.
- Masamichi Takebe, Masao Kametaka, Yukio Takayanagi, et al. 2007. Origin and deposition of organic matter in continental chert of the Middle Permian Gufeng Formation in the northeastern Yangtze platform [J]. *Sedimentary Geology*, 201(1): 141–148.
- Mohialdeen I M J and Hakimi M H. 2016. Geochemical characterization of Tithonian-berriasian Chia Gara organic-rich rocks in northern Iraq with an emphasis on organic matter enrichment and the relationship to the bioproductivity and anoxia conditions [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 116: 181–197.
- Nie S. 1991. Paleoclimatic and paleomagnetic constraints on the Paleozoic reconstructions of South China, North China and Tarim [J]. *Tectonophysics*, 196: 279–308.
- Pedersen T F and Calvert S E. 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks [J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 454–466.
- Peters K E and Moldowan J M. 1993. *The Biomarker Guide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments* [M]. Prentice Hall, New Jersey.
- Peters K E, Moldowan J M and Walters C C. 2005. *The Biomarker Guide: Biomarkers and Isotopes in Petroleum Exploration and Earth History*, second ed [M]. Cambridge: Cambridge University Press.
- Rey K, Day M O, Amiot R, et al. 2018. Stable isotope record implicates aridification without warming during the late Capitanian mass extinction [J]. *Gondwana Research*, 59: 1–8.
- Sageman B B, Murphy A E, Werne J P, et al. 2003. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin [J]. *Chemical Geology*, 195: 229–273.
- Schoell M, Hwang R J, Carlson R M K, et al. 1994. Carbon isotopic compositions of individual biomarkers in gilsonites (Utah) [J]. *Organic Geochemistry*, 21: 673–683.
- Schuffert J D, Kastner M and Jahnke R A. 1998. Carbon and phosphorus burial associated with modern phosphorite formation [J]. *Marine Geology*, 146: 21–31.
- Seifert W K and Moldowan J M. 1978. Applications of steranes terpanes and monoaromatics to the maturation, migration and source of crude oils [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 77–95.
- Shanmugam G. 1985. Significance of coniferous rainforests and related organic matter in generating commercial quantities of oil, Gippsland Basin, Australia [J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1241–1254.
- Sinninghe Damsté J S, Kenig F, Koopmans M P, et al. 1995. Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1895–1900.
- Tissot B P and Welte D H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence* [M]. Berlin: Springer-Verlag: 699.
- ten Haven H L, de Leeuw J W, Rullkötter J, et al. 1987. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator [J]. *Nature*, 330: 641–643.
- Volkman J K. 1986. A review of sterol biomarkers for marine and terrigenous organic matter [J]. *Organic Geochemistry*, 9: 83–89.
- Xie S C, Pancost R D, Huang X, et al. 2007. Molecular and isotopic evidence for episodic environmental change across the Permo/Triassic boundary at Meishan in South China [J]. *Global and Planetary Change*, 55: 56–65.
- Zhang B, Yao S, Hu W, et al. 2019. Development of a high-productivity and anoxic–euxinic condition during the late Guadalupian in the Lower Yangtze region: Implications for the mid-Capitanian extinction event [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi: 10.1016/j.palaeo.2018.01.021.
- Zumberge J E. 1987. Prediction of source rock characteristics based on terpene biomarkers in crude oils: a multivariate statistical approach [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 1625–1637.