引用格式：陈山河，齐洪岩，王伟，等，2026. 玛南地区风城组富有机质页岩成因机制：来自有机岩石学、生物标志物及同位素的证据[J]. 地质力学学报，32（1）：84−106. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025146

Citation: CHEN S H，QI H Y，WANG W，et al.，2026. Genesis of organic-rich shales in the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag: Evidence from organic petrology, biomarkers, and isotopes[J]. Journal of Geomechanics，32（1）：84−106. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025146

玛南地区风城组富有机质页岩成因机制——来自有机岩石学、生物标志物及同位素的证据

陈山河[1]，齐洪岩[1,2]，王　伟[1,2]，王振林[1]，李杨虎[1]，汤富康[1]，郭守鑫[2]，傅正航[2]
CHEN Shanhe[1]，QI Hongyan[1,2]，WANG Wei[1,2]，WANG Zhenlin[1]，LI Yanghu[1]，TANG Fukang[1]，GUO Shouxin[2]，FU Zhenghang[2]

1. 新疆油田公司勘探开发研究院，新疆 克拉玛依 834000；
2. 中国石油大学（北京）地球科学学院，北京 102249
1. *Research Institute of Exploration and Development*, *Xinjiang Oilfield Company*, *PetroChina*, *Karamay* 834000, *Xinjiang*, *China*;
2. *School of Geosciences*, *China University of Petroleum* (*Beijing*), *Beijing* 102249, *China*

Genesis of organic-rich shales in the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag: Evidence from organic petrology, biomarkers, and isotopes

Abstract: ［**Objective**］The Mahu Sag, a pivotal, hydrocarbon-rich depression within the Junggar Basin, hosts the Permian Fengcheng Formation, a primary source rock interval widely regarded as a key “sweet spot” target for shale oil exploration. Unlike the well-studied depocenter and northern slope of the Mahu Sag, the Southern Mahu Sag represents a marginal lacustrine facies. Although possessing distinct source rock quality, organic matter (OM) occurrence, and paleo-environmental evolution, the underlying genetic mechanisms remain poorly constrained. ［**Methods**］To address this, this study integrates organic petrology, molecular geochemistry, and stable carbon isotope analyses on 33 mudstone and shale samples from 12 wells in the Southern Mahu Sag. Systematic tests were conducted to comprehensively evaluate the geochemical characteristics and hydrocarbon generation potential. These included determination of the total organic carbon (TOC) and total sulfur (TS) content, Rock-Eval pyrolysis, measurement of vitrinite reflectance (R_o), chloroform bitumen “A” extraction, gas chromatography–mass spectrometry (GC–MS) of saturated and aromatic hydrocarbons, and analysis of the carbon isotope compositions of extracts and fractions. ［**Results**］The results indicate that the OM abundance of the Fengcheng Formation source rocks in the Southern Mahu area generally reaches “good” to “excellent” levels. However, affected by the dilution of terrigenous detritus and transport effects, the OM is predominantly mixed Type II–III kerogen, contrasting significantly with the Type I–II OM typically found in the Northern Mahu area. The samples are generally within the peak oil-generation window (R_o>0.8%). ［**Conclusions**］After rigorously assessing and calibrating the thermal maturity effects on source-related parameters (e.g., Pr/Ph, β-carotane, and ETR), multi-proxy analysis confirms that the OM mainly originates from lower aquatic organisms, such as algae and bacteria, with limited input from higher terrestrial plants. Regarding the depositional environment, the study area primarily evolved in a saline lacustrine slope setting, characterized by dual control of endogenous chemical precipitation and exogenous terrigenous detrital input. The water column exhibited weak reducing and high-salinity conditions. ［**Significance**］This study (i) elucidates the material basis of

基金项目：国家科技重大专项（2025ZD1405001）；新疆天山英才计划青年拔尖人才项目（2022TSYCJC0027）
This research was financially supported by the National Science and Technology Major Project (Grant No. 2025ZD1405001) and the Tianshan Talents Program (Outstanding Young Talents Project)(Grant No. 2022TSYCJC0027).

第一作者：陈山河（1996—），男，硕士，工程师，主要从事非常规资源评价与预测。 Email：csh@petrochina.com.cn
通信作者：齐洪岩（1983—），男，博士，高级工程师，主要从事非常规资源评价与预测。Email：qhy@petrochina.com.cn

收稿日期：2025−09−30；**修回日期**：2025−12−05；**录用日期**：2026−01−22；**网络出版日期**：2026−01−27；**责任编辑**：范二平
Received：2025−09−30；Revised：2025−12−05；Accepted：2026−01−22；Available Online：2026−01−27；Handling Editor：FAN Erping

the Fengcheng Formation source rocks as a “saline mixed sedimentary” shale oil enrichment zone in a marginal facies, (ii) reveals the depositional heterogeneity compared to the sag center and northern slope, and (iii) provides a theoretical foundation for expanding shale oil exploration in the Junggar Basin.

Keywords: Junggar Basin; Southern Mahu Sag; Fengcheng Formation; source rock evaluation; biomarker

摘　要：准噶尔盆地玛湖凹陷是区内重要的富烃凹陷，其二叠系风城组作为主力烃源岩层系，被广泛认为是页岩油勘探的关键“甜点”目标。相较于研究程度较高的玛湖凹陷中心及其北部斜坡区，西南部斜坡区（玛南）地区处于湖盆边缘相带，其烃源岩品质、有机质赋存状态及古环境演化特征具有特殊性，但目前相关成因机理认识尚不清晰。基于此，以玛南地区 12 口井 33 个泥页岩样品为研究对象，综合利用有机岩石学、有机地球化学与碳同位素分析等方法开展了系统测试，包括总有机碳（TOC）含量与总硫（TS）含量测定、岩石热解实验、镜质体反射率（R_o）测定、氯仿沥青“A”抽提、饱和烃与芳香烃气相色谱−质谱（GC-MS）分析以及全岩抽提物与族组分碳同位素组成测定，系统评价了其地球化学特征与成烃潜力。研究结果发现，玛南地区风城组烃源岩有机质丰度总体达到好—极好级别，但受陆源碎屑稀释及搬运影响，有机质类型以Ⅱ—Ⅲ型混合为主，与玛湖凹陷北部地区典型的Ⅰ—Ⅱ型有机质存在显著差异；样品整体处于成熟生油高峰阶段（R_o>0.8%），在详细探讨并剔除高成熟度对生烃母质参数（如姥植比、β-胡萝卜烷、扩展三环萜烷比值等）改造作用的基础上，多指标综合判识证实有机质主要来源于藻类、细菌等低等水生生物，陆源高等植物输入较为有限；沉积环境方面，该区主要形成于咸化湖盆边缘斜坡环境，受内源化学沉淀与外源陆源碎屑注入的双重控制，水体呈现弱还原、高盐度特征。研究明确了玛南地区风城组烃源岩作为湖盆边缘相咸化混积岩页岩油富集区的物质基础，揭示了其与凹陷中心及北部沉积环境的差异性，为拓展准噶尔盆地页岩油勘探空间提供了理论依据。

关键词：准噶尔盆地；玛南地区；风城组；烃源岩评价；生物标志物

中图分类号：P618.13　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2026)01−0084−23

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025146

0　引言

中国陆相页岩油资源丰富，是保障国家能源安全的重要战略接替领域（金之钧等，2023）。近年来，随着陆相页岩油勘探持续推进，准噶尔盆地、鄂尔多斯盆地、渤海湾盆地、松辽盆地、四川盆地、江汉盆地等主要含油气盆地均在典型页岩层系中取得了战略性突破，标志着中国陆相页岩油勘探已经进入多点开花的新阶段（金之钧等，2023；赵文智等，2023）。其中准噶尔盆地玛湖凹陷二叠系风城组作为全球最古老的碱湖相优质烃源岩层系之一，以其独特的生烃母质和巨大的资源潜力（资源量超过 10×10^8 t）成为研究热点（何文军等，2025；杨旺旺等，2025）。支东明等（2024）基于全油气系统理论，进一步指出玛湖凹陷自生烃中心向周缘呈现出“页岩油—致密油—常规油”有序共生的分布规律。因此，厘清不同构造部位、不同沉积相带的富有机质页岩成因机制，对于深化全盆地成藏规律认识及指导差异化勘探具有重要的理论意义（刘金等，2023）。

关于风城组的沉积环境演化与烃源岩地球化学特征，相关学者已开展了大量卓有成效的研究（黄攀等，2016；张志杰等，2018；刘得光等，2020；支东明等，2021），然而，上述研究多聚焦于凹陷中心及北部、东部等深湖相沉积区，揭示其“强还原、高盐度、Ⅰ—Ⅱ型有机质为主”的典型特征。相比之下，位于凹陷西南部的斜坡区（玛南地区）属于湖盆边缘相沉积，受陆源碎屑输入与水体震荡影响更为剧烈，其沉积环境与有机质富集规律与主凹区存在显著差异。李二庭等（2024）初步探讨了玛南地区风二段、风三段的有机质类型与沉积背景，指出其具有混合来源特征。但现阶段研究存在 2 个明显的制约：一是生烃母质认识不清，尚不明确陆源碎屑输入对有机质富集的具体贡献及稀释作用；二是成熟度演化的干扰作用，该区烃源岩普遍处于成熟阶段，热演化作用对生物标志物（如甾烷、藿烷异构化指标及姥植比等）的改造效应不容忽视。目前关于该区精确的古环境恢复、特别是高成熟度背景下生源母质的精细判识仍缺乏系统性的地球化学证据支撑。此外，玛南斜坡区广泛发育的细粒沉积物是

否具备与玛北地区相当的生烃潜力，也是制约该区页岩油下一步勘探部署的关键科学问题（尤新才等，2021）。

针对上述问题，文章选取准噶尔盆地玛南地区风城组为研究对象，在系统的有机岩石学观察基础上，综合利用总有机碳（TOC）含量测定、岩石热解（Rock-Eval）分析、氯仿沥青“A”抽提、气相色谱−质谱（GC-MS）分析及碳同位素测定等分析技术，在充分考虑热成熟度对地球化学参数影响的前提下，精细刻画烃源岩的有机地球化学特征，揭示其有机质来源与沉积古环境，并探讨其与玛湖凹陷中心区域的成因差异。研究旨在查明玛南斜坡区富有机质页岩的形成机理，明确其资源潜力，为完善玛湖凹陷全油气系统地质理论及拓展页岩油勘探新领域提供科学依据。

1 区域地质概况

玛南地区地处玛湖凹陷的西南部斜坡区，主体处于克拉玛依扇三角洲前缘相带，构造上呈东南倾的平缓单斜，局部可见平台或低幅度鼻状构造，断裂发育，地层倾角为3°～5°。其西北接克百断裂带，西南邻中拐凸起，为多层系油气富集的有利部位（图1）。玛南斜坡区地层自石炭系基岩至第四系发育完整，自下而上划分为佳木河组（C_1j）、风城组（P_1f）、夏子街组（P_2x）、下乌尔禾组（P_2w）及上乌尔禾组（P_3w）。关于风城组的沉积时限，最新的天文旋回地层学研究将其精确锚定在晚古生代大冰期（LPIA）晚期，确认其是一套跨越石炭系—二叠系界线的沉积地层（Liang et al., 2026）。依据高分辨率天文年代标尺，风城组底界对应晚石炭世，沉积演化持续至早二叠世（Liu et al., 2025; 图2）。凹陷边缘以角度不整合（削蚀、超覆）为主，内部则以平行不整合为主。其上依次叠覆三叠系、侏罗系和白垩系，且二叠系—三叠系、三叠系—侏罗系、侏罗系—白垩系之间均为角度不整合（图2）。尽管经历多期构造抬升并普遍遭受剥蚀，地层总体仍保存较为齐全，现阶段油气主要富集于二叠系风城组、下乌尔禾组、上乌尔禾组，三叠系百口泉组及侏罗系八道湾组（冯陶然，2017; 李攀等，2020）。综合钻井资料可知，玛南地区烃源岩主要分布在佳木河组、风城组和下乌尔禾组，其中以风城组为最主要的烃源岩层系，佳木河组和下乌尔禾组钻遇较少。研究区风城组自下而上可划分为风一段、风二段和风三段。风一段（P_1f_1）目前仅钻遇于凹陷边缘，岩性以灰绿色—灰色砂砾岩为主；风二段（P_1f_2）分上、下2层，上层局部受火山作用影响，发育数米至数十米稳定灰色玄武岩，下层以灰色砂岩为主，云质含量向洼陷方向递增；风三段（P_1f_3）高位为绿灰色砂砾岩，向洼陷过渡为灰色砂砾岩−凝灰质砂砾岩，顶部夹灰褐色泥岩及含砾砂岩（支东明等，2016; 汪梦诗等，2018; 尤新才等，2021）。目前所钻遇的烃源岩主要分布于风三段和风二段，其中风三段以含云炭质泥岩为主，风二段则以云质泥岩为主，而风一段烃源岩发育较少，相关分析测试数据也相对匮乏。

2 样品与实验方法

实验样品采自准噶尔盆地玛南地区12口钻井的33块风城组烃源岩岩芯。实验分析项目包括总有机碳（TOC）含量测定、岩石热解实验、镜质体反射率（R_o）测定、可溶有机质抽提与族组分分离以及烃源岩抽提物及其组分碳同位素测定。

（1）显微组分鉴定与反射率测定

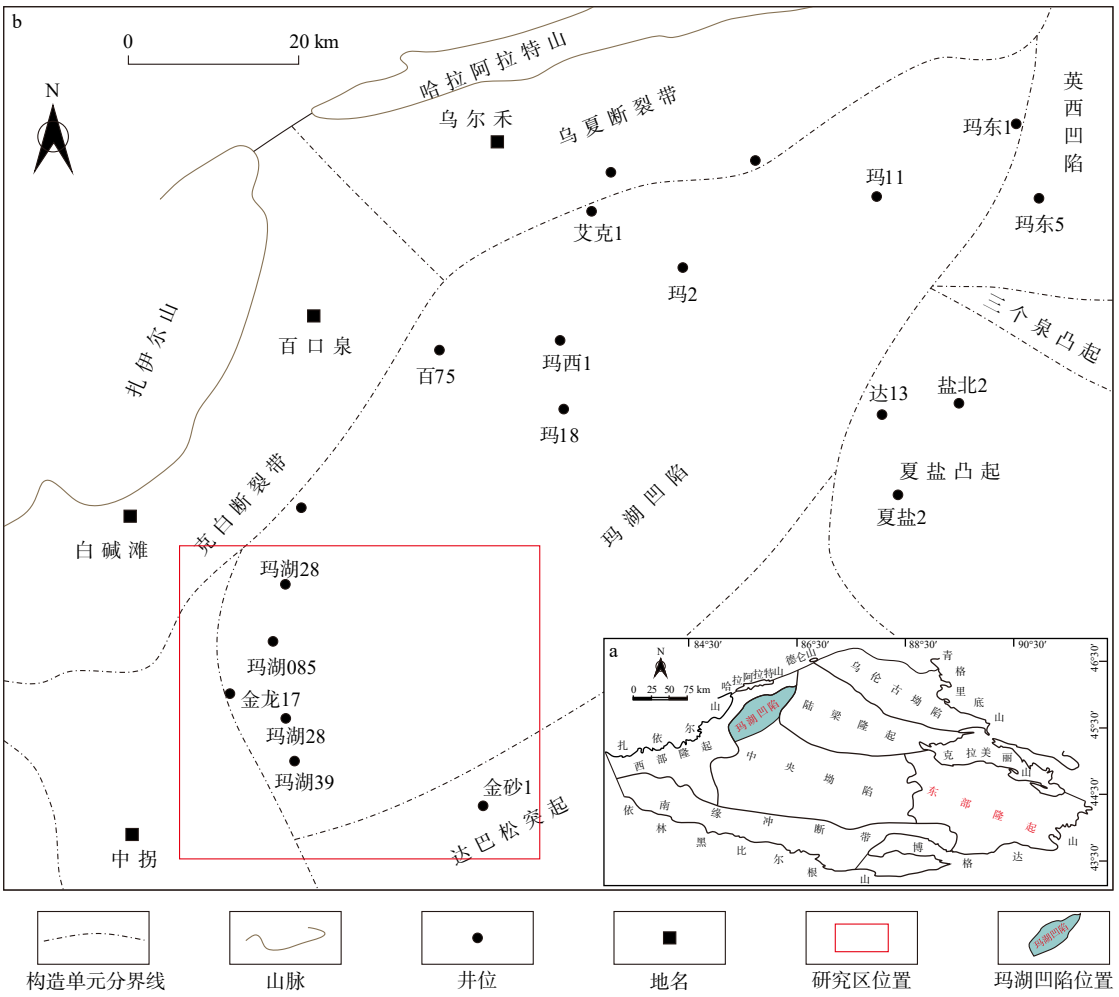
将挑选的新鲜岩芯样品去除风化面，破碎并制备成全岩光片。有机显微组分鉴定及镜质体反射率（R_o）测定在搭载CRAIC显微光度计的Leica-4500P偏光显微镜下完成。实验环境为暗室。镜下观察采用油浸物镜（50倍）和10倍目镜，使用无荧光浸油。在测定前，使用已知反射率的标准样片对光度计进行刻度校正。R_o测定遵循行业标准SY/T 5124—2012（国家能源局，2012），每个样品随机选取至少20个测点，取其平均值作为最终结果。

（2）可溶有机质抽提与族组分分离

将岩石样品粉碎至100目（0.15 mm）以下，利用索氏抽提器（Soxhlet extractor）以二氯甲烷为溶剂进行72 h恒温抽提，直至溶剂无色，旋蒸获得氯仿沥青“A”。随后沉淀沥青质（正己烷或石油醚沉淀）由脱脂棉过滤分离。滤液经浓缩后进入填充硅胶与氧化铝的层析柱进行族组分分离：依次使用石油醚、二氯甲烷与石油醚（体积比2∶1）混合液、二氯甲烷与甲醇（体积比93∶7）混合液进行淋滤，分别获得饱和烃、芳香烃和非烃馏分。

（3）饱和烃和芳香烃气相色谱−质谱（GC-MS）分析

饱和烃与芳香烃馏分的分子组成分析分别在不



a—准噶尔盆地玛湖凹陷区域位置图(曲彦胜等, 2025)；b—玛湖凹陷构造单元及主要井位(底图据 Dang et al., 2024 修改)

图 1　准噶尔盆地玛湖凹陷区域位置及构造单元与主要井位

Fig. 1　Regional location, structural units, and major well locations of the Mahu Sag in the Junggar Basin

(a) Regional location map of the Mahu Sag, Junggar Basin (Qu et al., 2025); (b) Structural units and major well locations in the Mahu Sag (base map modified from Dang et al., 2024)

同气相色谱−质谱(GC-MS)联用仪上进行，载气均为氦气(纯度为99.999%)，电离方式为电子轰击源(EI)，电离能量为70 eV，离子源温度为230 ℃。饱和烃分析仪器为Agilent 6890GC / 5975i MS。色谱柱为HP-5MS石英毛细管柱(30 m×0.25 mm×0.25 μm)。升温程序设定为：初始温度50 ℃(保持1 min)，以20 ℃/min升至100 ℃，再以3 ℃/min升至310 ℃(保持10 min)。扫描方式采用全扫描(Full Scan)与多离子检测(SIM)，扫描范围为 *m/z*=50～580。芳香烃分析仪器为Agilent 7890B GC / 5977A MS。色谱柱为HP-5MS石英毛细管柱(60 m×0.25 mm×0.25 μm)。升温程序设定为：初始温度80 ℃(保持1 min)，以3 ℃/min升至310 ℃(保持20 min)。扫描范围 *m/z*=50～450。

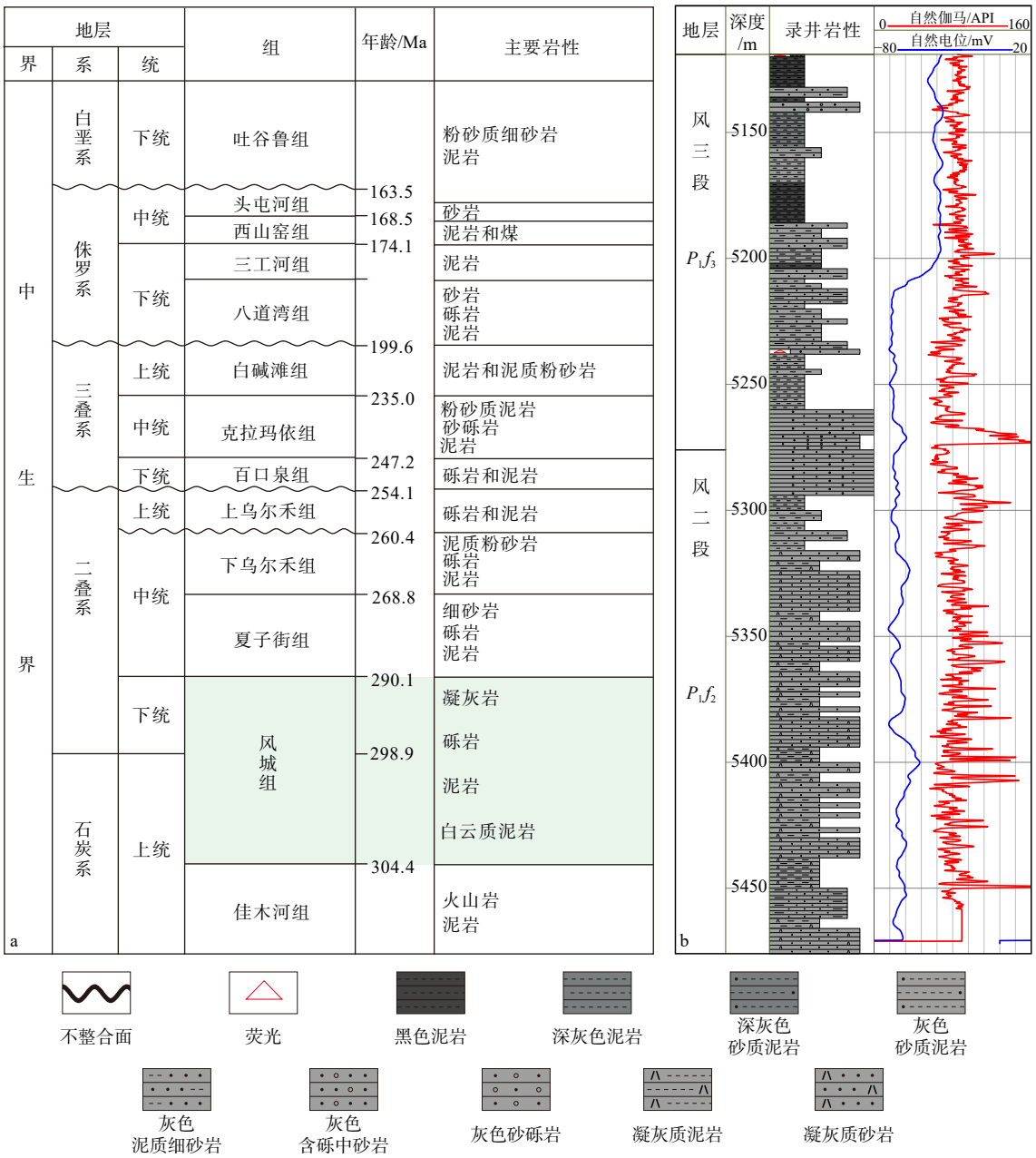
(4)碳同位素测定

全岩抽提物及其族组分(饱和烃、芳香烃、非烃、沥青质)的稳定碳同位素($\delta^{13}C$)组成测定在Thermo Fisher MAT 253同位素质谱仪上进行。样品经高温燃烧转化为CO_2气体后进入质谱检测。结果以相对于PDB(Pee Dee Belemnite)标准的$\delta^{13}C$值表示，分析精度优于±0.1‰。

3　测试结果

3.1　总有机碳（TOC）含量与总硫（TS）含量

玛南地区风城组烃源岩样品中TOC含量在0.80%～2.64%之间，平均为1.56%(表1)。其中风二



a—准噶尔盆地玛湖凹陷综合地层柱状图(Dang et al., 2024); b—MH6 井地层柱状图

图 2 准噶尔盆地玛湖凹陷及 MH6 井地层柱状图

Fig. 2 Composite stratigraphic column of the Mahu Sag and Well MH6 in the Junggar Basin

(a) Generalized stratigraphic column of the Mahu Sag, Junggar Basin (Dang et al., 2024); (b) Detailed stratigraphic column of Well MH 6

段(P_1f_2)TOC 含量在 0.80%～2.64% 之间，平均为 1.64%, TS 含量在 0.04%～2.04% 之间，平均为 1.09%; 风三段(P_1f_3)TOC 含量在 0.81%～1.43% 之间，平均为 1.13%, TS 含量在 0.10%～0.70% 之间, 平均为 0.31%。风二段和风三段的 TOC/TS 比值分别为 0.51～48.00(平均为 6.31)和 2.04～8.10(平均为 4.92)。

3.2 岩石热解数据

岩石热解实验结果如表 1 所示。风二段(P_1f_2)样品的游离烃含量(S_1)为 0.12～5.82 mg/g(平均为 0.99 mg/g)，热解烃含量(S_2)为 0.75～10.79 mg/g (平均为 4.25 mg/g)，有机二氧化碳含量(S_3)为 0.59～2.98 mg/g(平均为 1.18 mg/g)。氢指数(HI=S_2/TOC)和氧指数(OI=S_3/TOC)分别为 62～447 mg/g(平均为 232 mg/g)和 28～248 mg/g(平均为 82 mg/g)。风三段(P_1f_3)样品的 S_1 为 0.21～2.21 mg/g(平均为 0.79 mg/g)，S_2 为 0.56～2.68 mg/g(平均为 1.44 mg/g)，S_3 为 0.71～

表 1　玛南地区泥页岩总有机碳（TOC）含量、总硫（TS）含量及岩石热解测试结果

Table 1　Measured results of total organic carbon (TOC) content, total sulfur (TS) content, and Rock–Eval pyrolysis for mud shales from the Southern Mahu Sag

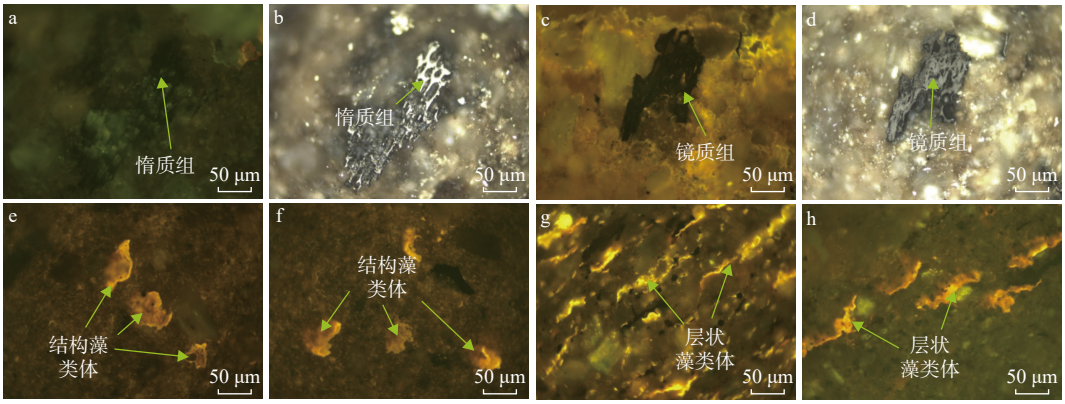
样品编号	井号	深度/m	TOC/%	TS /%	R_o /%	T_{max}/℃	S_1 /(mg/g)	S_2/ (mg/g)	S_3/ (mg /g)	HI/ (mg/g)	OI/ (mg/g)	(S_1+S_2)/TOC	S_2/S_3
MN49	MH2	5135.3	1.41	0.20	1.08	440	0.43	1.39	1.24	98	88	1.29	1.12
MN50	MH2	5138.3	1.43	0.70	1.11	440	0.34	1.36	1.33	95	93	1.19	1.02
MN84	MH6	5262.5	0.81	0.19	1.12	442	0.21	0.56	0.73	69	90	0.95	0.77
MN90	MH7	4628.3	0.81	0.10	0.98	431	0.75	1.19	0.71	146	87	2.38	1.68
MN92	MH7	4625.7	1.17	0.37	0.96	424	2.21	2.68	0.9	229	77	4.19	2.98
MN8	MH9	4495.6	2.13	1.76	0.95	437	0.58	9.51	0.68	447	32	4.74	13.99
MN9	MH9	4500.1	2.61	1.31	0.97	439	5.82	10.79	0.75	413	29	6.36	14.39
MN12	MH9	4531.8	2.41	0.41	1.02	439	2.47	8.58	0.68	357	28	4.59	12.62
MN13	MH9	4538.9	1.40	0.25	1.03	442	0.24	2.71	0.68	194	49	2.11	3.99
MN14	MH9	4543.8	1.38	0.04	1.04	446	1.09	3.83	1.11	278	81	3.57	3.45
MN131	MH9	4570.0	2.13	0.77	1.08	438	1.02	6.34	1.08	298	51	3.46	5.87
MN19	MH9	4578.7	1.48	1.78	1.04	442	0.95	3.84	1.37	259	92	3.23	2.80
MN25	MH12	5043.0	1.63	0.93	0.87	442	0.45	1.71	1.11	105	68	1.33	1.54
MN26	MH12	5044.0	1.70	0.85	0.87	446	0.61	3.17	1.17	186	69	2.22	2.71
MN29	MH15	4853.5	1.84	1.59	0.86	429	2.65	3.16	1.41	172	77	3.16	2.24
MN32	MH15	4863.7	1.29	1.68	0.80	425	0.92	2.11	1.74	164	135	2.35	1.21
MN35	MH15	4880.4	1.30	1.70	0.86	422	0.97	1.58	1.34	122	103	1.97	1.18
MN37	MH15	4947.7	1.35	1.04	0.96	449	0.76	1.37	1.19	102	88	1.58	1.15
MN42	MH16	4305.5	1.56	0.07	0.88	440	0.33	3.30	1.42	211	91	2.32	2.32
MN53	MH20	5306.1	1.20	0.82	1.15	413	0.35	0.75	2.98	62	248	0.92	0.25
MN54	MH23	5007.5	0.90	1.60	1.04	443	0.33	1.04	1.34	116	150	1.53	0.78
MN55	MH23	5008.5	1.71	1.00	1.04	443	1.01	3.88	0.93	228	55	2.87	4.17
MN63	MH24	4858.3	1.23	1.28	1.13	423	1.14	1.64	1.91	133	155	2.26	0.86
MN64	MH26	4245.3	2.40	0.05	0.80	443	0.50	8.89	0.97	370	40	3.91	9.16
MN68	MH26	4266.0	2.23	0.78	1.00	435	0.12	9.26	1.04	415	47	4.20	8.90
MN70	MH26	4269.3	1.86	0.06	0.97	441	0.91	3.98	1.29	214	69	2.63	3.09
MN71	MH26	4319.7	2.64	1.06	0.90	441	1.17	9.52	1.17	361	44	4.06	8.14
MN72	MH26	4323.5	1.61	1.57	1.01	428	1.00	5.16	0.73	321	45	3.83	7.07
MN85	MH27	4838.3	0.80	1.57	0.87	423	0.51	1.12	1.09	139	136	2.03	1.03
MN88	MH27	4933.3	1.19	1.37	0.93	430	0.75	2.78	0.68	234	57	2.97	4.09
MN89	MH27	4937.0	1.86	2.04	0.96	431	0.13	6.07	0.59	326	32	3.33	10.29
MN95	MH29	4847.9	1.10	1.43	1.01	416	0.59	1.2	1.26	109	115	1.63	0.95
MN97	MH29	4852.8	1.03	1.68	1.01	429	0.24	1.65	1.21	161	118	1.84	1.36

R_o—镜质体反射率; T_{max}—S_2峰顶对应的温度, 干酪根在加热过程中最大裂解生成烃类时的温度; S_1—游离烃含量; S_2—热解烃含量; S_3—有机二氧化碳含量; HI—氢指数, 反应有机质H/C原子比; OI—氧指数, 反应有机质O/C原子比

1.33 mg/g(平均为 0.98 mg/g)。HI 为 69～229 mg/g(平均为 127 mg /g), OI 为 77～93 mg/g(平均为 87 mg/g)。风二段样品的最大热解峰温(T_{max})介于 413～449 ℃, 平均为 435 ℃。相比之下, 风三段的样品的 T_{max} 变化范围较小, 介于 424～442 ℃, 平均为 435 ℃(表 1)。

3.3 有机岩石学特征

对研究区样品制成的光片进行显微组分判定与镜质体反射率(R_o)测定，实测 R_o 介于 0.80%～1.15% 之间，平均为 0.98%。样品在显微镜下可见丝质体、半丝质体等惰质组组分(图 3a、3b)，结构体等镜质组组分(图 3c、3d)，并可见大量的藻类体(图 3e—3h)。



a—荧光下的惰质组；b—反射光下的惰质组(显示细胞结构，与图 a 同视域)；c—荧光下的镜质组；d—反射光下的镜质组(与图 c 同视域)；e—荧光下的结构藻类体(黄色荧光)；f—荧光下的结构藻类体；g—荧光下的层状藻类体；h—荧光下的层状藻类体

图 3 准噶尔盆地玛南地区泥页岩显微组分特征

Fig. 3 Characteristics of maceral compositions in mud shales from the shouthern Mahu Sag, Junggar Basin

(a) Inertinite under fluorescence; (b) Inertinite under reflected light (showing cellular structure, same field of view as Fig. 1a); (c) Vitrinite under fluorescence; (d) Vitrinite under reflected light (same field of view as Fig. 1c); (e) Telalginite under fluorescence (yellow fluorescence); (f) Telalginite under fluorescence; (g) Lamalginite under fluorescence; (h) Lamalginite under fluorescence

3.4 生物标志物特征

3.4.1 正构烷烃、无环类异戊二烯烃

研究样品的色谱分析(表 2)显示，正构烷烃碳数分布范围为 n-C_{12} 到 n-C_{40}。风城组的短链正构烷烃和中长链正构烷烃的碳优势指数(CPI)分布特征较为均一，$CPI_{12\text{-}20}$ 分布在 1.00～1.23 之间，平均为 1.08，$CPI_{24\text{-}34}$(Qiao et al., 2024)分布在 0.92～1.26，平均为 1.09(表 2)。此外，陆源高等植物/水生藻类或浮游生物比值(TAR; Peters et al., 2007)分布在 0.09～0.92 之间，平均为 0.51；n-C_{17}/n-C_{27} 比值为 0.85～10.12(平均为 2.19)；沉水/浮叶大型植物含量比(Paq; Ficken et al., 2000)为 0.59～0.79(平均为 0.71)；平均链长(ACL)为 25.78～27.04，平均为 26.34。β-胡萝卜烷(m/z=125)的含量变化显著，其与 n-C_{max} 的比值(β-胡萝卜烷/n-C_{max})介于 0～11.14 之间，平均为 2.95。相比之下，无环类异戊二烯的分布特征较为一致。姥鲛烷(Pr)和植烷(Ph)是其中最丰富的组分，Pr/Ph 介于 0.51～1.62，平均为 0.97(图 4a①、图 4b①)。Pr 和 Ph 相对于相邻正构烷烃的丰度比值(Pr/n-C_{17} 和 Ph/n-C_{18})分别为 0.45～3.86 和 0.34～3.25。

3.4.2 萜烷和藿烷系列

在 m/z=191 质量色谱图中检测到萜类化合物系列(表 3)。所有样品中均检出 C_{19}—C_{29} 三环萜烷(TT)。在短链三环萜烷中，从 C_{19} 到 C_{21} 组分含量呈递增趋势，而 C_{23} 到 C_{25} 组分则呈递减趋势(图 4a②、4b②)。扩展三环萜烷比值(ETR)[(C_{28}TT+C_{29}TT)/Ts]变化范围较大(Peters et al., 2007)，介于 0.64～23.54 之间，平均为 7.30(表 3)。多数样品中 C_{24} 四环萜烷(Tet)的含量低于 C_{23} 三环萜烷和 C_{26} 三环萜烷，且更接近于 C_{26} 三环萜烷(图 4a②、4b②)，C_{24}Tet/C_{23}TT 和 C_{24}Tet/C_{26}TT 比值分别为 0.08～2.18(平均为 0.41)和 0.15～3.65(平均为 0.79)。

研究样品中同时检出 C_{27}—C_{35}(缺失 C_{28})藿烷系列，包含多种构型异构体。尽管藿烷系列检出较为完整，但普遍缺失奥利烷(图 4a②、4b②)。此外，伽马蜡烷丰度较高，其与 C_{30} 藿烷的比值为 0.07～1.34(平均为 0.28)(表 3)。

3.4.3 甾类化合物

基于 m/z=217 质量色谱图分析，所有样品中均检出甾烷系列化合物。其中，C_{29} 甾烷含量最高(38%～61%)，C_{28} 甾烷次之(33%～49%)，C_{27} 甾烷含量最低(5%～22%)(图 4a③、4b③)。样品中 αααC_{29} 甾烷 20S/(20S+20R) 比值较为接近，范围为 0.40～0.52

表 2　玛南地区泥页岩正构烷烃生物标志物参数

Table 2　Biomarker parameters of alkane hydrocarbon for mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin, China

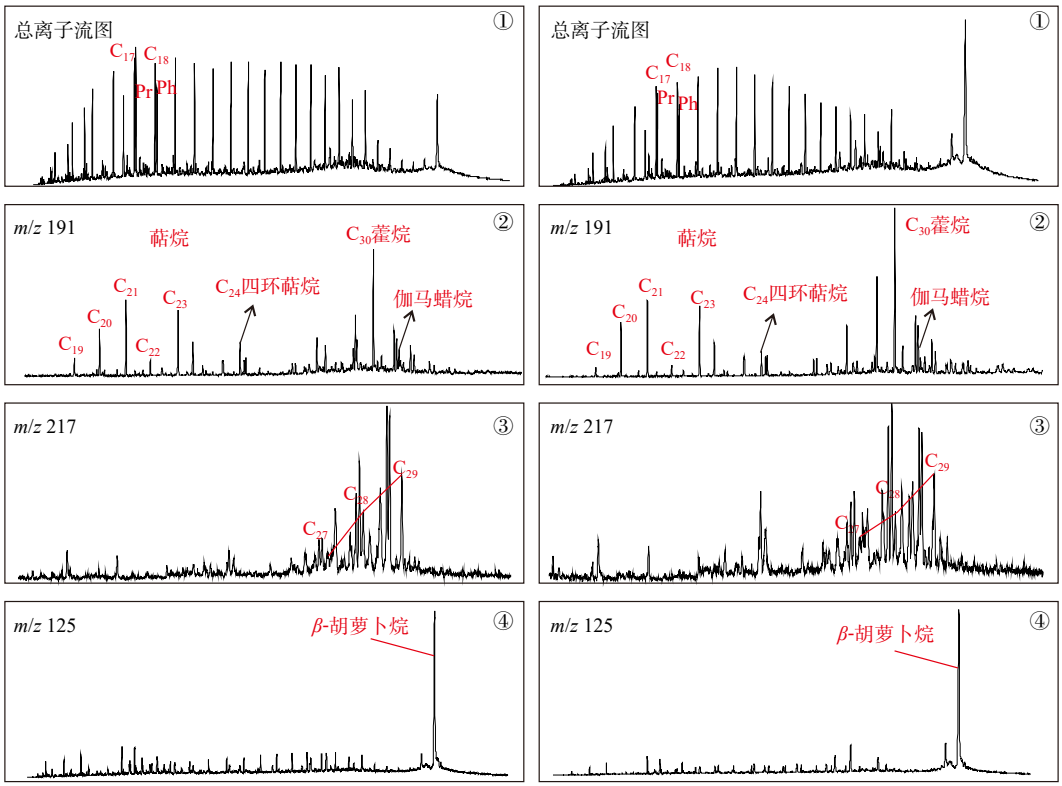
样品编号	井号	深度/m	Pr/Ph	Pr/n-C_{17}	Ph/n-C_{18}	$CPI_{12\text{-}20}$	$CPI_{24\text{-}34}$	n-C_{17}/(n-C_{23}+n-C_{25}+n-C_{27})	TAR	Paq	β-胡萝卜烷/n-C_{max}	ACL
MN49	MH2	5135.3	1.25	1.18	1.23	1.08	0.99	0.64	0.33	0.71	1.95	26.36
MN50	MH2	5138.3	1.30	1.10	1.20	1.10	1.02	0.57	0.34	0.72	1.32	26.34
MN84	MH6	5262.5	0.77	1.01	0.93	1.06	1.05	0.74	0.24	0.76	0.05	26.07
MN90	MH7	4628.3	0.97	1.43	1.37	1.08	1.03	0.25	0.67	0.79	1.78	26.08
MN92	MH7	4625.7	0.84	1.22	1.30	1.07	1.09	0.20	0.91	0.73	2.06	26.28
MN8	MH9	4495.6	0.95	1.57	1.22	1.10	1.13	0.55	0.38	0.74	5.10	26.07
MN9	MH9	4500.1	0.83	2.63	1.95	1.16	1.25	0.33	0.60	0.71	8.95	26.38
MN12	MH9	4531.8	0.87	2.09	1.60	1.13	1.15	0.36	0.75	0.65	6.81	26.70
MN13	MH9	4538.9	0.93	0.87	0.73	1.07	1.13	0.32	0.92	0.59	9.66	27.04
MN14	MH9	4543.8	0.81	0.70	0.59	1.07	1.13	0.32	0.92	0.59	5.36	27.04
MN131	MH9	4570.0	0.77	1.19	0.89	1.07	1.13	0.32	0.92	0.59	3.20	27.04
MN19	MH9	4578.7	0.67	1.01	0.68	1.14	0.92	0.45	0.35	0.77	2.71	26.05
MN25	MH12	5043.0	1.02	1.17	0.97	1.14	0.92	0.45	0.35	0.77	2.38	26.05
MN26	MH12	5044.0	1.03	1.15	1.01	1.08	1.16	0.70	0.33	0.66	5.34	26.58
MN29	MH15	4853.5	0.51	1.61	0.93	1.08	1.16	0.70	0.33	0.66	5.33	26.58
MN32	MH15	4863.7	0.87	1.01	0.87	1.02	1.05	0.39	0.48	0.76	2.18	26.02
MN35	MH15	4880.4	0.75	1.14	0.87	1.04	1.05	0.38	0.53	0.74	1.79	26.15
MN37	MH15	4947.7	1.50	0.99	1.35	1.08	1.12	0.35	0.81	0.61	0.92	26.78
MN42	MH16	4305.5	1.62	0.83	1.23	1.07	1.14	0.51	0.37	0.74	0.82	26.16
MN53	MH20	5306.1	1.08	1.38	1.20	1.08	0.96	0.94	0.16	0.78	0.50	25.92
MN54	MH23	5007.5	1.06	2.62	2.26	1.07	1.13	0.48	0.60	0.64	0.53	26.72
MN55	MH23	5008.5	1.11	0.90	1.00	1.02	1.08	0.38	0.54	0.72	1.99	26.25
MN63	MH24	4858.3	0.72	2.01	1.49	1.05	1.05	0.38	0.55	0.74	1.47	26.27
MN64	MH26	4245.3	1.30	1.03	1.16	1.08	1.09	0.32	0.61	0.74	0.10	26.22
MN68	MH26	4266.0	0.94	1.66	1.28	1.11	1.20	0.89	0.36	0.62	4.09	26.84
MN70	MH26	4269.3	1.23	3.86	3.25	1.23	1.26	0.65	0.31	0.76	0.82	26.09
MN71	MH26	4319.7	1.14	0.95	1.13	1.01	1.08	0.31	0.47	0.79	0.88	25.78
MN72	MH26	4323.5	1.02	1.82	1.84	1.06	1.17	0.38	0.65	0.66	11.14	26.52
MN85	MH27	4838.3	0.77	1.01	0.93	1.05	1.08	0.75	0.22	0.79	1.79	25.98
MN88	MH27	4933.3	0.57	0.45	0.34	1.00	1.01	0.25	0.70	0.74	0.69	26.25
MN89	MH27	4937.0	1.00	0.76	0.53	1.09	1.10	2.36	0.09	0.74	0.09	26.29
MN95	MH29	4847.9	0.86	1.77	1.37	1.07	1.09	0.42	0.53	0.70	2.89	26.46
MN97	MH29	4852.8	0.98	1.25	1.10	1.04	1.02	0.47	0.43	0.72	2.67	26.33

$CPI_{12\text{-}20}$—短链正构烷烃的碳优势指数; $CPI_{21\text{-}34}$—中长链正构烷烃的碳优势指数; TAR—陆源高等植物/水生藻类或浮游生物比值; Paq—沉水/浮叶大型植物含量比; ACL—正构烷烃平均链长

(表 3), C_{29} 甾烷 αββ/(αββ+ααα)比值多大于 0.5(0.39～0.56, 平均为 0.51)。此外, 样品中还可检测到低丰度的孕甾烷与升孕甾烷(表 3)。

3.4.4　芳香烃

在分析样品中检测到一系列多环芳烃化合物(图 5)。二环芳烃主要包括萘(m/z=128)、甲基萘



(a) 样品 MN49 (b) 样品 MN55

图 4 代表性样品饱和烃组分部分质量色谱图分布特征

Fig. 4 Distribution of partial mass chromatograms of the aliphatic fraction in representative samples

(a) Sample MN49; (b) Sample MN55

(*m*/*z*=142)、联苯(*m*/*z*=154)、乙基萘+二甲基萘(*m*/*z*=156)、三甲基萘(*m*/*z*=170)和四甲基萘(*m*/*z*=184)。三环芳香烃主要包括二苯甲烷+甲基联苯+二苯并呋喃(*m*/*z*=168)、芴(*m*/*z*=166)、甲基芴(*m*/*z*=180)、二苯并噻吩(*m*/*z*= 184)、菲(*m*/*z*= 178)、甲基二苯并噻吩(*m*/*z*=198)、甲基菲(*m*/*z*=192)、乙基菲+二甲基菲(*m*/*z*=206)、三甲基菲+乙基菲+甲基菲+C_3-菲(*m*/*z*=220)、三芳香甾烷(*m*/*z*=231)以及甲基三芳香甾烷和 C_{29} 三芳香甲藻甾烷(*m*/*z*=245)。用于指示高等植物输入的高等植物指数[HPI=(惹烯+卡达烯+6-异丙基-1-异已基-2-甲基萘)/1,3,6,7-四甲基萘; van Aarssen et al., 2000)]和高等植物参数[HPP=惹烯/(惹烯+卡达烯); van Aarssen et al., 2000]分别为 0.03～1.95(平均为 0.23)和 0.02～0.66(平均为 0.31)(表 4)。

3.5 碳同位素

烃源岩抽提物及其族组分的碳同位素($\delta^{13}C$)特征,可为有机质来源和沉积环境提供关键地球化学约束。通过对样品的抽提物及族组分分离后的饱和烃、芳香烃、非烃、沥青质进行碳同位素($\delta^{13}C$)测定(表 4),烃源岩抽提物的整体 $\delta^{13}C$ 分布于−29.5‰～−26.5‰(平均为−28.1‰)。族组分碳同位素分馏呈现出正常的分馏序列,其中饱和烃的 $\delta^{13}C$ 分布于−30.1‰～−27.3‰(平均为−28.7‰);芳香烃的 $\delta^{13}C$ 分布于−28.7‰～−25.6‰(平均为−27.4‰);非烃的 $\delta^{13}C$ 分布于−28.8‰～−26.2‰(平均为−27.4‰);沥青质的 $\delta^{13}C$ 分布于−28.9‰～−24.2‰(平均为−26.5‰)。

4 讨论

4.1 资源潜力与成熟度评价

研究依据《烃源岩地球化学评价方法》(SY/T 5735—2019)(国家能源局, 2019),采用 TOC 含量、S_1+S_2 以及氯仿沥青“A”含量对烃源岩有机质丰度进行综合评价。玛南地区风城组烃源岩有机质丰度总体较高,多数样品处于“好”至“极好”的级别,显示出较强的生烃物质基础(图 6a、6b)。然而,准确评价资源潜力仍需明确其热演化阶段。镜质体反射率(R_o)测试结果均大于 0.8%(表 1),部分样品岩石热解最高峰温(T_{max})虽低于 435 ℃,但平均达 435 ℃,整体指示有机质处于成熟生油高峰演化阶

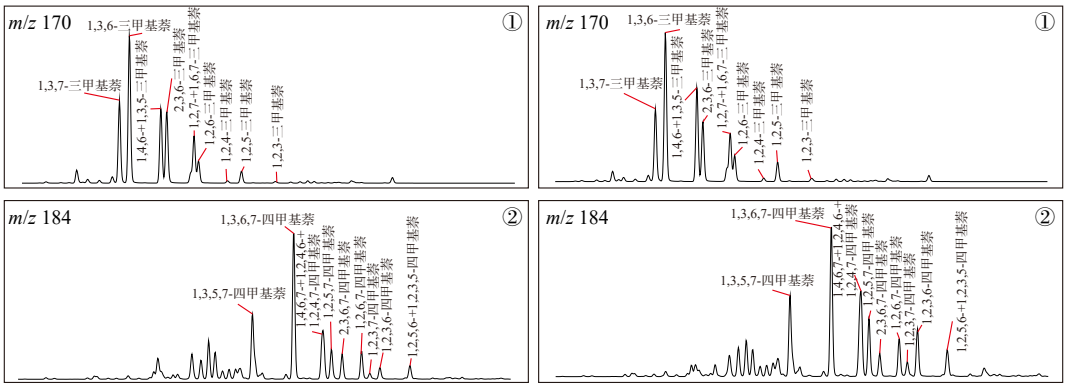
表 3　玛南地区泥页岩萜烷、藿烷和甾烷生物标志物参数

Table 3　Biomarker parameters of terpanes, hopanes, and steranes for mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin, China

样品编号	井号	深度/m	$C_{19}TT/(C_{19}TT+C_{23}TT)$	$C_{22}TT/C_{21}TT$	$C_{24}TT/C_{23}TT$	$C_{26}TT/C_{25}TT$	$C_{24}Tet/C_{23}TT$	$C_{24}Tet/C_{26}TT$	ETR	伽马蜡烷/C_{30}藿烷	C_{31}藿烷S/(S+R)	$C_{21-22}/(C_{21-22}+C_{27-29})$甾烷	C_{27}重排甾烷/规则甾烷	C_{29}甾烷αββ/(αββ+ααα)	αααC_{29}甾烷20S/(20S+20R)	C_{27}/%	C_{28}/%	C_{29}/%
MN49	MH2	5135.3	0.19	0.18	0.50	1.33	0.15	0.28	7.24	1.34	0.66	0.09	0.34	0.54	0.49	13	42	46
MN50	MH2	5138.3	0.40	0.22	0.53	1.21	0.08	0.15	5.50	0.82	0.20	0.08	0.40	0.55	0.51	11	42	47
MN84	MH6	5262.5	0.33	0.20	0.49	1.26	0.18	0.40	6.32	0.20	0.41	0.16	0.21	0.56	0.52	13	49	38
MN90	MH7	4628.3	0.12	0.20	0.50	1.22	0.33	0.63	20.19	0.20	0.50	0.04	0.26	0.55	0.48	9	41	50
MN92	MH7	4625.7	0.09	0.21	0.50	1.13	0.27	0.54	20.74	0.18	0.51	0.05	0.28	0.55	0.49	10	42	48
MN8	MH9	4495.6	0.17	0.17	0.48	1.21	0.46	0.85	4.04	0.10	0.57	0.07	0.19	0.42	0.45	13	37	50
MN9	MH9	4500.1	0.16	0.22	0.46	1.24	0.61	0.98	14.63	0.27	0.56	0.05	0.23	0.41	0.47	22	34	44
MN12	MH9	4531.8	0.11	0.19	0.50	1.50	0.36	0.57	7.81	0.15	0.54	0.04	0.27	0.46	0.47	9	39	52
MN13	MH9	4538.9	0.14	0.17	0.48	1.44	0.47	0.67	7.29	0.07	0.54	0.06	0.19	0.44	0.46	17	37	46
MN14	MH9	4543.8	0.14	0.20	0.51	1.39	0.46	0.72	6.89	0.10	0.54	0.04	0.22	0.48	0.47	12	39	48
MN131	MH9	4570.0	0.15	0.25	0.46	1.03	0.47	0.94	5.85	0.18	0.55	0.05	0.25	0.50	0.47	8	40	52
MN19	MH9	4578.7	0.13	0.26	0.42	1.01	0.23	0.50	14.20	0.18	0.47	0.06	0.32	0.55	0.50	10	43	47
MN25	MH12	5043.0	0.13	0.19	0.60	1.25	0.17	0.28	4.58	0.38	0.48	0.11	0.29	0.55	0.49	17	34	49
MN26	MH12	5044.0	0.09	0.20	0.64	1.31	0.17	0.28	4.29	0.37	0.46	0.10	0.30	0.54	0.52	17	34	49
MN29	MH15	4853.5	0.12	0.25	0.48	1.04	0.35	0.62	16.04	0.21	0.50	0.05	0.23	0.54	0.49	11	43	46
MN32	MH15	4863.7	0.10	0.20	0.44	0.96	0.26	0.62	18.16	0.19	0.51	0.05	0.36	0.55	0.48	12	41	47
MN35	MH15	4880.4	0.10	0.21	0.43	1.06	0.26	0.59	23.54	0.22	0.49	0.04	0.20	0.56	0.49	12	42	47
MN37	MH15	4947.7	0.22	0.21	0.41	1.08	0.47	1.10	1.37	0.21	0.54	0.05	0.39	0.54	0.51	13	34	53
MN42	MH16	4305.5	0.10	0.16	0.46	1.19	0.38	0.76	1.72	0.08	0.56	0.05	0.18	0.43	0.40	12	36	52
MN53	MH20	5306.1	0.39	0.22	0.53	1.27	0.09	0.18	12.93	0.63	0.14	0.12	0.25	0.55	0.50	10	43	47
MN54	MH23	5007.5	0.33	0.22	0.46	1.27	2.18	3.65	1.12	0.43	0.56	0.02	0.34	0.54	0.48	7	35	58
MN55	MH23	5008.5	0.14	0.21	0.49	1.39	0.34	0.57	5.05	0.11	0.52	0.06	0.37	0.53	0.48	18	37	44
MN63	MH24	4858.3	0.16	0.20	0.51	1.11	0.17	0.35	10.07	0.53	0.26	0.07	0.36	0.56	0.49	9	40	51
MN64	MH26	4245.3	0.25	0.20	0.44	1.21	1.11	2.45	2.30	0.17	0.57	0.03	0.37	0.39	0.45	5	39	56
MN68	MH26	4266.0	0.15	0.18	0.45	1.23	0.33	0.75	12.30	0.19	0.53	0.06	0.31	0.39	0.46	9	40	51
MN70	MH26	4269.3	0.31	0.27	0.47	1.07	1.35	3.13	0.64	0.20	0.57	0.03	0.37	0.46	0.47	5	33	61
MN71	MH26	4319.7	0.10	0.18	0.42	1.07	0.32	0.66	0.74	0.08	0.56	0.03	0.26	0.46	0.46	6	33	61
MN72	MH26	4323.5	0.11	0.21	0.50	1.26	0.31	0.57	0.88	0.07	0.56	0.04	0.33	0.39	0.46	11	47	42
MN85	MH27	4838.3	0.17	0.21	0.53	1.21	0.32	0.59	0.95	0.30	0.51	0.05	0.30	0.55	0.49	9	40	51
MN88	MH27	4933.3	0.09	0.26	0.56	1.02	0.25	0.46	0.84	0.14	0.49	0.04	0.24	0.55	0.49	16	39	45
MN89	MH27	4937.0	0.26	0.16	0.41	0.92	0.17	0.57	0.89	0.30	0.44	0.22	0.34	0.53	0.50	10	45	44
MN95	MH29	4847.9	0.11	0.19	0.50	1.02	0.18	0.39	0.96	0.29	0.40	0.05	0.31	0.56	0.49	9	42	49
MN97	MH29	4852.8	0.14	0.18	0.53	0.99	0.12	0.25	0.97	0.24	0.37	0.08	0.31	0.56	0.50	9	43	48

TT—三环萜烷；Tet—四环萜烷；ETR—扩展三环萜烷比值

段（Peters et al., 2007）。该认识得到了生物标志物指标的充分印证：在热演化过程中，C_{29} 规则甾烷的 ααα20S/（20S+20R）和 αββ/（ααα+αββ）比值均随热成熟度增加而逐渐升高；藿烷系列中，C_{31} 藿烷和 C_{32} 藿烷的 22S/（22S+22R）也随成熟度升高由生物成因的 22R 构型向 22S 构型转化，并最终趋于平衡



(a) 样品 MN49 (b) 样品 MN50

图 5 代表性样品芳香烃组分部分质量色谱图分布特征

Fig. 5 Distribution of partial mass chromatograms of the aromatic hydrocarbon fraction in representative samples

(a) Sample MN49; (b) Sample MN50

(Peters et al., 2007)。玛南地区样品的甾烷异构化指数与 $C_{31\text{-}32}$ 藿烷异构化指数几乎达到平衡值(图 6c、6d),同时甲基菲指数、甲基萘比值、菲比率、蒽比率(MPI、MNR、F_1、F_2)等芳香烃成熟度指标(图 6e、6f)以及通过芳香烃成熟度指标与镜质体反射率的相关关系公式计算得到的等效镜质体反射率[$VR_{MPI\text{-}1}$=0.60×甲基菲指数$^{-1}$(MPI-1)+0.40; MPI-1=1.5×(3-甲基菲(3-MP)+2-甲基菲(2-MP))/(菲(P)+9-甲基菲(9-MP)+1-甲基菲(1-MP))]一致表明,玛南地区风城组烃源岩有机质已经进入成熟阶段,正处于生烃高峰,具备良好的油气生成潜力。值得注意的是,与玛北地区风城组相对较低的成熟度相比(Gao et al., 2018),玛南地区处于构造深埋区,较高的热演化程度可能会对部分生物标志物参数(如 Pr/Ph、ETR、β-胡萝卜烷等)的原始指相意义产生叠加改造(Peters et al., 2007),因此在后续的生物来源与环境讨论中,必须考量成熟度效应的影响。

4.2 有机质生源构成特征

4.2.1 来自热解和显微组分的证据

显微组分分析显示,玛南地区风城组样品中的有机质主要由层状藻类体和结构藻类体组成,含有少量丝质体(图 3),直观反映了有机质生源以湖泊藻类或浮游生物等低等水生生物为主,陆生高等植物的贡献相对有限,有机质类型以Ⅰ—Ⅱ型为主。然而,根据热解参数氢指数(HI)与最高热解峰温(T_{max})关系图以及 TOC 含量与热解烃含量(S_2)关系图(图 7)显示,大部分数据点落在Ⅱ$_1$—Ⅲ型干酪根区域,反映研究区干酪根类型主要以Ⅱ—Ⅲ型混合为主,兼顾生油与生气潜力(Pepper and Corvi, 1995)。这种矛盾可能并非主要源于陆源高等植物的增加,而是受控于高成熟度的热演化效应。随着生烃作用进行,干酪根中的富氢组分优先转化为烃类排出,导致残留有机质的 HI 降低,呈现出“假Ⅲ型”特征。部分 TOC 含量较低(<2%)的样品,其热解参数可能受到矿物基质效应的抑制,导致 HI 被低估(Qiao et al., 2024)。剔除矿物基质效应和成熟度的影响后,结合显微组分特征,认为玛南地区有机质类型主要为偏腐泥组的Ⅱ型有机质。

4.2.2 来自饱和烃的证据

短链正链烷烃($n\leqslant20$)主要来源于蓝藻、藻类或浮游植物,其主峰碳出现在奇数碳或偶数碳位置,可分别指示藻类与细菌的生源贡献(Qiao et al., 2021b)。研究样品普遍呈现明显的 n-C_{17} 主峰,且多数样品具有轻微的奇数碳优势($CPI_{12\text{-}20}$ 平均为 1.08)进一步支持有机质主要来源于藻类输入(Qiao et al., 2024)。此外,样品中检测出的支链烷烃、双环萜类以及藿烷等化合物,也为藻类与微生物的共同贡献提供了佐证(Peters et al., 2007)。

在中等分子量的正构烷烃($21\leqslant n\leqslant25$)中,研究样品以 n-C_{21} 为主峰碳。其来源包括藻类与光合细菌等低等生物(Qiao et al., 2024)以及水生孢粉和淡水睡莲等水生大型植物(He et al., 2020)。长链正构烷烃($n\geqslant26$)呈现以 n-C_{26} 为主峰碳的特征,指示陆源高等植物蜡质的生源贡献(Pearson and Eglinton, 2000)。$CPI_{24\text{–}34}$ 常用于区分有机质来源:通常认为 $CPI_{24\text{–}34}$ 小于 5 和大于 5 分别指示水生高等植物与陆源高等植物的输入(Bechtel et al., 2013)。研究中普遍较低的 $CPI_{24\text{–}34}$ 可进一步指示有机质中咸水藻类

表 4　玛南地区泥页岩芳香烃生物标志物参数与碳同位素测试结果

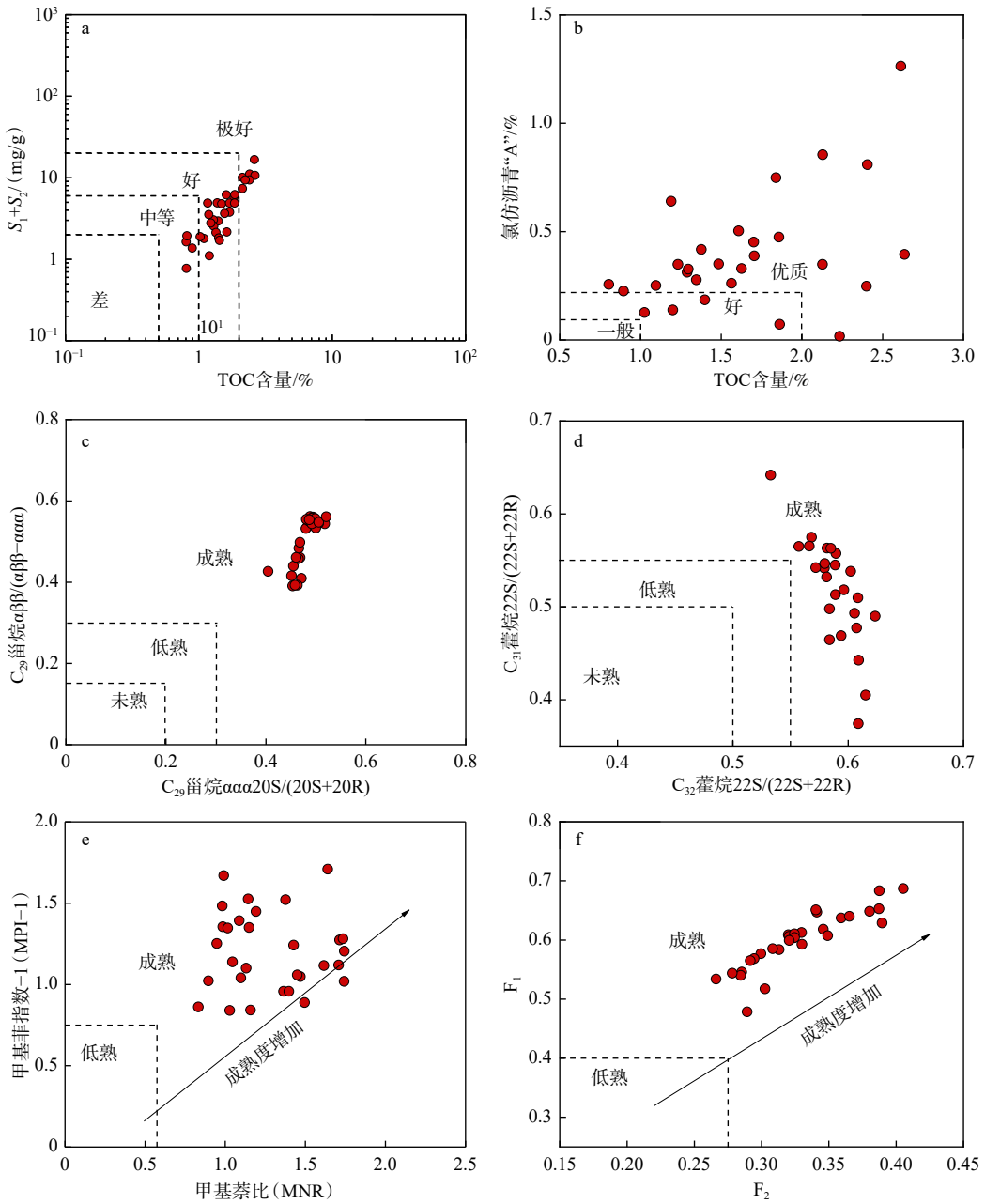
Table 4　Biomarker parameters of aromatics and $\delta^{13}C$ values of mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin, China

样品编号	井号	深度/m	HPI	HPP	log(1,2,7-三甲基萘/1,3,7-三甲基萘)	log(1,2,5-三甲基萘/1,3,6-三甲基萘)	log (1-甲基菲/9-甲基菲)	log (惹烯/9-甲基菲)	DBT/PHE	1,3,6,7四甲基萘/1,3,5,7四甲基萘	VR_{MPI-1}	抽提物 $\delta^{13}C$/‰	饱和烃 $\delta^{13}C$ /‰	芳烃 $\delta^{13}C$ /‰	非烃 $\delta^{13}C$ /‰	沥青质 $\delta^{13}C$ /‰
MN49	MH2	5135.3	0.10	0.45	−0.21	−1.28	−0.09	−1.81	0.01	2.18	1.32	−27.2	−27.8	−26.2	−26.5	−25.2
MN50	MH2	5138.3	0.13	0.22	−0.22	−1.28	−0.09	−2.00	0.01	2.10	1.31	−27.2	−27.6	−25.6	−26.4	−25.4
MN84	MH6	5262.5	0.57	0.17	−0.21	−1.13	−0.04	−1.89	0.01	2.01	1.27	−29.0	−29.7	−27.7	−27.3	−24.2
MN90	MH7	4628.3	0.07	0.50	−0.28	−1.38	−0.06	−1.68	0.01	1.99	1.21	−28.9	−29.3	−27.5	−27.1	−25.2
MN92	MH7	4625.7	0.09	0.65	−0.19	−1.25	−0.06	−1.58	0.03	2.12	1.21	−29.2	−29.2	−27.6	−27.2	−27.3
MN8	MH9	4495.6	0.05	0.58	−0.28	−1.13	−0.01	−1.51	0.01	1.69	1.21	−26.5	−28.0	−26.7	−26.2	−25.8
MN9	MH9	4500.1	0.07	0.52	−0.27	−1.16	−0.02	−1.52	0.01	1.59	1.16	−28.7	−29.4	−27.8	−27.0	−26.8
MN12	MH9	4531.8	0.03	0.26	−0.29	−1.16	−0.02	−2.02	0.01	1.53	1.17	−28.0	−28.7	−27.6	−27.5	−26.8
MN13	MH9	4538.9	0.06	0.35	−0.35	−1.13	−0.07	−2.01	0.01	1.62	1.01	−27.7	−28.4	−27.3	−27.1	−26.8
MN14	MH9	4543.8	0.08	0.66	−0.27	−1.03	−0.06	−1.55	0.01	1.60	0.97	−27.4	−28.0	−26.4	−27.2	−25.8
MN131	MH9	4570.0	0.10	0.65	−0.26	−1.18	−0.08	−1.53	0.01	1.64	1.07	−28.2	−28.9	−27.5	−27.3	−27.4
MN19	MH9	4578.7	0.10	0.54	−0.24	−1.26	−0.08	−1.71	0.00	1.79	1.03	−28.7	−29.1	−28.1	−28.1	−27.0
MN25	MH12	5043.0	0.09	0.53	−0.26	−1.44	−0.05	−1.62	0.01	1.95	1.23	−28.0	−29.1	−27.8	−27.0	−25.7
MN26	MH12	5044.0	0.04	0.39	−0.27	−1.48	−0.05	−2.08	0.01	1.95	1.26	−28.2	−28.8	−27.7	−27.5	−27.3
MN29	MH15	4853.5	0.09	0.31	−0.23	−1.24	−0.08	−1.98	0.01	1.81	1.14	−29.3	−29.6	−28.5	−28.6	−28.9
MN32	MH15	4863.7	0.08	0.26	−0.23	−1.26	−0.08	−2.23	0.01	1.85	1.06	−29.0	−29.3	−28.1	−28.0	−26.6
MN35	MH15	4880.4	0.10	0.19	−0.23	−1.26	−0.07	−2.20	0.00	1.83	1.08	−29.5	−30.1	−28.7	−28.8	−27.5
MN37	MH15	4947.7	0.08	0.22	−0.17	−1.08	−0.07	−2.25	0.00	1.85	1.02	−28.6	−29.0	−28.0	−27.8	−26.6
MN42	MH16	4305.5	0.37	0.21	−0.07	−0.86	−0.09	−1.44	0.02	1.61	0.93	−28.0	−28.7	−27.9	−27.9	−27.8
MN53	MH20	5306.1	0.14	0.23	−0.08	−1.00	−0.01	−2.11	0.01	1.79	1.40	−27.6	−27.6	−27.1	−27.1	−27.0
MN54	MH23	5007.5	1.95	0.02	−0.20	−1.15	−0.03	−2.04	0.01	1.71	1.07	−28.2	−29.0	−27.0	−27.4	−26.4
MN55	MH23	5008.5	0.06	0.28	−0.14	−1.13	−0.08	−2.13	0.00	1.83	1.01	−27.1	−27.3	−26.6	−26.7	−26.1
MN63	MH24	4858.3	0.08	0.25	−0.15	−1.09	−0.11	−2.21	0.01	2.02	1.24	−28.3	−28.5	−27.7	−27.7	−26.8
MN64	MH26	4245.3	1.28	0.02	−0.24	−0.66	−0.15	−2.06	0.02	1.63	0.91	−28.2	−29.2	−27.4	−27.6	−26.3
MN68	MH26	4266.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	−27.5	−28.2	−27.3	−26.9	−26.3
MN70	MH26	4269.3	0.07	0.09	−0.09	−0.44	−0.11	−2.50	0.04	1.62	0.92	−27.6	−28.5	−27.1	−27.4	−27.1
MN71	MH26	4319.7	0.10	0.32	−0.22	−0.94	−0.05	−1.92	0.01	1.46	0.90	−27.3	−27.9	−26.8	−26.6	−25.3
MN72	MH26	4323.5	0.08	0.29	−0.30	−1.03	−0.05	−1.89	0.02	1.47	1.03	−27.8	−28.0	−27.4	−27.2	−25.6
MN85	MH27	4838.3	0.66	0.02	−0.28	−1.37	−0.05	−2.15	0.01	2.12	1.43	−28.2	−28.0	−27.3	−27.0	−25.3
MN88	MH27	4933.3	0.08	0.38	−0.22	−1.14	−0.12	−2.08	0.00	1.86	0.97	−28.8	−28.8	−27.8	−27.8	−27.3
MN89	MH27	4937.0	0.16	0.11	−0.34	−1.30	−0.07	−2.40	0.01	1.91	1.12	−28.3	−29.0	−27.6	−27.6	−26.8
MN95	MH29	4847.9	0.19	0.05	−0.26	−1.27	−0.11	−2.35	0.01	1.93	1.15	−28.4	−28.9	−27.5	−27.4	−26.4
MN97	MH29	4852.8	0.07	0.27	−0.24	−1.22	−0.09	−2.25	0.01	2.06	1.29	−28.1	−28.0	−27.3	−28.3	−26.9

HPI—高等植物指数; HPP—高等植物参数; DBT/PHE—二苯并噻吩/菲; VR_{MPI-1}—甲基菲指数-1等效镜质体反射率

具有一定贡献(Qiao et al., 2024)。

此外，绝大多数样品中检测出高丰度的 β-胡萝卜烷。由于 β-胡萝卜烷热稳定性低于正构烷烃(Peters et al., 2007)，在成熟阶段仍能被大量检出，强烈暗示了其原始母源——嗜盐藻类(如杜氏藻)在沉积水体中的极大繁盛。这为玛南地区风城组“咸化



a—TOC 含量和 S_1+S_2 交汇图；b—TOC 含量和氯仿沥青“A”交汇图；c—αααC_{29} 甾烷 20S/(20S + 20R) 和 C_{29} 甾烷 αββ/(αββ + ααα) 交汇图；d—C_{32} 藿烷 22S/(22S+22R) 和 C_{31} 藿烷 22S/(22S+22R) 交汇图；e—MPI-1 与 MNR 交汇图（修改自 Wang et al., 2021a）；f—F_1 和 F_2 交汇图［F_1=(3-甲基菲+2-甲基菲)/(2-甲基菲+3-甲基菲+1-甲基菲+9-甲基菲)；F_2=2-甲基菲/(2-甲基菲+3-甲基菲+1-甲基菲+9-甲基菲)；Qiao et al., 2024］

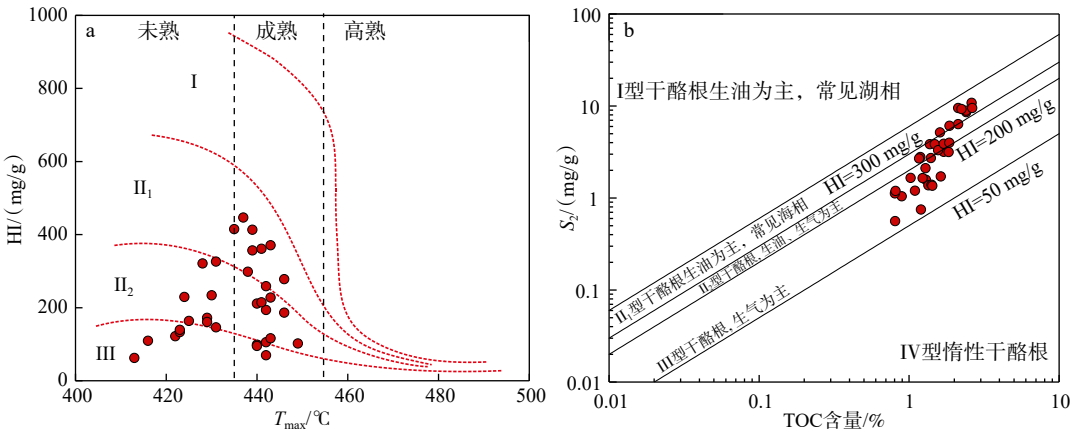
图 6 准噶尔盆地玛南地区泥页岩有机质丰度与成熟度综合判识图版

Fig. 6 Comprehensive identification chart for assessing organic abundance and maturity of mud shales from the southern Mahu Sag, Junggar Basin

(a) Cross plot of TOC content vs. S_1+S_2; (b) Cross plot of TOC content vs. chloroform bitumen 'A'; (c) Cross plot of ααα C_{29} 20S/(20S + 20R) vs. C_{29} ββ/(ββ + αα) steranes; (d) Cross plot of C_{32} 22S/(22S+22R) vs. C_{31} 22S/(22S+22R) hopane; (e) Cross plot of MPI-1 vs. MNR (modified after Wang et al., 2021a); (f) Cross plot of F_1 vs. F_2 [F_1= (3-MP + 2-MP) / (2-MP + 3-MP + 1-MP + 9-MP); F_2= 2-MP / (2-MP + 3-MP + 1-MP + 9-MP); MP = Methylphenanthrene; Qiao et al., 2024]

湖盆藻类勃发”提供了最直接的证据。

在检出的萜类化合物中，奥利烷含量普遍低于检出限（图 4a②、4b②）。作为被子植物的特征性生物标志物（Peters et al., 2007），其低丰度表明被子植



a—T_{max} 与 HI 交汇图；b—TOC 含量与 S_2 交汇图

图 7　准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩有机质特征判识图版

Fig. 7　Identification diagram for organic matter characteristics of mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin

(a) Cross plot of T_{max} vs. hydrogen index; (b) Cross plot of TOC vs. S_2

物对沉积有机质并无贡献，这与风城组沉积时期被子植物尚未广泛发育的地质背景相符。

Paq 是基于中高分子量正构烷烃判别有机质来源的参数。通常 Paq＜0.1 指示陆源高等植物输入，Paq 为 0.1～0.4 代表挺水植物群落，Paq 为 0.4～1.0 则反映沉水/浮叶大型植物（Ficken et al., 2000）。研究中 Paq 多落于 0.4 ～1.0，表明有机质主要源于沉水/浮叶大型植物。Paq 与 ACL 呈显著负相关（R^2 = 0.97；图 8），说明水生植物/藻类与陆源高等植物输入之间存在明显的此消彼长的关系。此外，TAR（陆源高等植物/水生藻类或浮游生物比值）和 n-C_{17}/n-C_{27} 比值变化均不明显，进一步表明有机质来源整体稳定。

藿烷类化合物主要来源于微生物细胞膜，其中

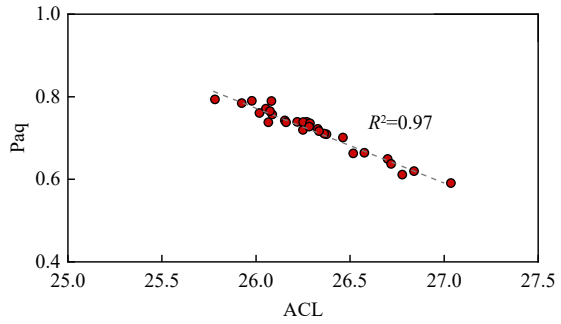


图 8　准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩 ACL 与 Paq 交汇图

Fig. 8　Cross plot of ACL vs. Paq for mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin, China

大于 C_{30} 的藿烷是蓝细菌、异养细菌及甲烷氧化细菌的特征标志物（Peters et al., 2007; Volkman et al., 2015）。研究样品中检测到丰富的藿烷类化合物（图 4 a②、4b②），其中 C_{30} 藿烷占主导地位，表明微生物脂类对有机质具有重要贡献，C_{30} 藿烷相对丰度显著高于 C_{29} 藿烷的则指示黏土矿物丰富的碎屑岩基质背景（Peters et al., 2007）；且伽马蜡烷的普遍高值不仅指示水体分层，其本身源自食细菌纤毛虫取食绿色硫细菌的过程（Sinninghe Damsté et al., 1995），这进一步形成了一个完整的水生生态链。

通常认为 C_{27} 甾烷、C_{28} 甾烷与 C_{29} 甾烷分别可指示浮游动物、浮游植物与陆源植物的输入（Peters et al., 2007）。研究样品中 C_{29} 甾烷相对 C_{27} 甾烷与 C_{28} 甾烷呈现出更高丰度，但若作为陆源高等植物输入的直接证据还需慎重。因为 C_{29} 甾烷并非仅源自陆源高等植物，也可来源于某些水生植物与微藻类（Volkman et al., 2015）。考虑到样品中奥利烷的缺失，认为该区高丰度的 C_{29} 甾烷主要源自广盐性的浮游藻类，而非陆源高等植物的大量输入。

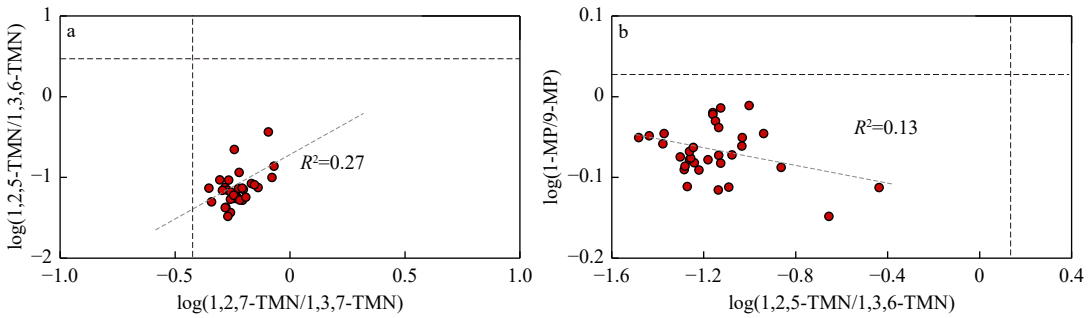
综上所述，饱和烃生物标志物特征指示各类耐盐藻类、细菌及沉水/浮叶植被对有机质的形成具有重要作用，而陆源高等植物对所有样品的有机质贡献均较为有限。

4.2.3　来自芳香烃的证据

在研究样品中普遍检测出高丰度的 1,3,6,7-四甲基萘（1,3,6,7-TeMN），该化合物是微生物来源的标志

物(Peters et al., 2007)。卡达烯(Cadalene)主要来源于维管植物(Otto and Wilde, 2001),也可能来源于苔藓、真菌和藻类等原核生物(van Aarssen et al., 2000),其在几乎所有样品中均有检出,表明维管植物对有机质存在一定贡献。与此同时,源于裸子植物的惹烯(Retene)和西蒙内利烯(Simonellite)(Simoneit et al., 1986)及可能源自藻类的同类化合物(Wen et al., 2000)在样品中含量较低,表明裸子植物的贡献微弱。较低的 HPI 和 HPP 也支持上述认识。

尽管 1,2,7-三甲基萘(1,2,7-TMN)与 1,2,5-三甲基萘(1,2,5-TMN)作为被子植物和陆源高等植物输入标志物的专属性曾受到质疑,但目前二者仍被广泛用于相关生源识别。研究样品芳香烃馏分中三甲基萘(TMNs)整体丰度较低(图 5),反映陆源高等植物对有机质的贡献有限。同时,log(1,2,7-TMN/1,3,7-TMN))与 log(1,2,5-TMN/1,3,6-TMN)之间较弱的线性关系(R^2=0.27;图 9a),表明被子植物并非研究样品中有限陆源有机质的主要来源。这一认识与奥利烷的普遍缺失所揭示的被子植物输入缺失结论相一致,与二叠纪被子植物尚未繁盛的古植物学背景高度吻合。



a—log(1,2,5-TMN/1,3,6-TMN) 与 Log(1,2,7-TMN/1,3,7-TMN) 交汇图;b—log(1,2,5-TMN/1,3,6-TMN) 与 log(1-MP/9-MP) 交汇图(Budzinski et al., 1995)

图 9 准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩三甲基萘交汇图

Fig. 9 Cross-plots of trimethylnaphthalene ratios for mud shales from the Fengcheng Formation, southen Mahu Sag, Junggar Basin

(a) Cross plot of log (1,2,7-TMN/1,3,7-TMN) vs. log (1,2,5-TMN/1,3,6-TMN); (b) Cross plot of log (1,2,5-TMN/1,3,6-TMN) vs. log (1-MP/9-MP) (Budzinski et al., 1995)

Budzinski et al.(1995)提出 9-甲基菲(9-MP)和 1-甲基菲(1-MP)分别与Ⅰ—Ⅱ型和Ⅲ型干酪根相关;log(1-MP/9-MP)与 log(1,2,5-TMN/1,3,6-TMN)的交汇图(图 9b)显示,大多数样品点分布于左下方区域,同样支持陆源有机质贡献较低的认识(Zheng et al., 2022)。

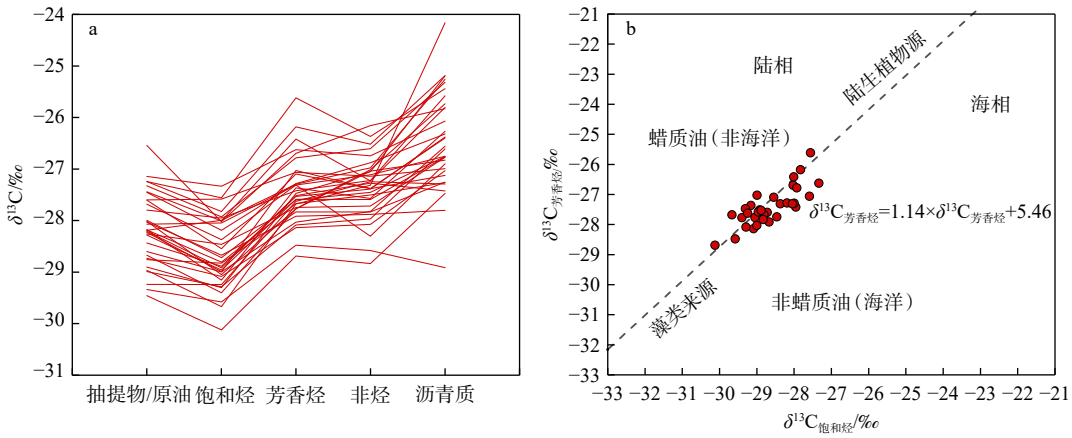
综上所述,饱和烃与芳香烃的生物标志物特征高度一致,共同证实了玛南地区风城组的有机质主要来源于嗜盐藻类,陆源高等植物(尤其是被子植物)对所有样品中有机质的贡献较为有限。

4.2.4 来自碳同位素的证据

碳同位素组成为示踪有机质来源与沉积环境提供了关键的地球化学约束。该研究对烃源岩抽提物及其族组分碳同位素进行了系统分析,结果表明有机质富集受一定古环境条件的控制。

全岩抽提物碳同位素值($\delta^{13}C$)分布范围与典型富藻型湖相烃源岩的同位素组成特征一致(Peters et al., 2007),初步指示有机质主要来源于低等水生生物,陆源高等植物的贡献有限。族组分碳同位素呈现出符合热演化规律的分馏序列,饱和烃、芳香烃、非烃、沥青质的 $\delta^{13}C$ 逐渐变重(图 10a、10b)。该序列符合干酪根热降解成烃过程中的同位素分馏规律,表明有机质为原生沉积,后期改造较弱。

基于饱和烃 $\delta^{13}C$ 和芳香烃 $\delta^{13}C$ 的投图分析,样品数据点主要落在非蜡质(海相)有机质区域(图 10b)。为进一步识别海相与陆相有机质的贡献,研究采用 Sofer(1984)提出的经典变量 CV[CV=$-2.53\times\delta^{13}C_{饱和烃}+2.22\times\delta^{13}C_{芳香烃}-11.65$],并以 CV=0.47 作为划分海相与陆相来源的阈值。虽然多数样品的 CV 低于该阈值,初步指示海相来源为主(图 10b),但基于样品较高的热成熟度造成的同位素分馏效应以及高盐度背景下藻类利用 HCO_3^- 作为碳源会导致 $\delta^{13}C$ 偏重等因素(Cao et al., 2020),CV 偏低的趋势很可能是受到了热成熟作用与盐度效应的显著影响,而非单纯反映原始有机质的母源输入(Collister and Wavrek, 1996)。因此推测此处并非指示海相来



a—烃源岩抽提物与组分碳同位素折线图；b—$\delta^{13}C_{饱和烃}$和$\delta^{13}C_{芳香烃}$交汇图

图 10　准噶尔盆地玛南地区风城组原油/抽提物族组分碳同位素组成判识图

Fig. 10　Identification diagram based on carbon isotopic composition of hydrocarbon fractions for crude oils/extracts from the Fengcheng Formation, southen Mahu Sag, Junggar Basin

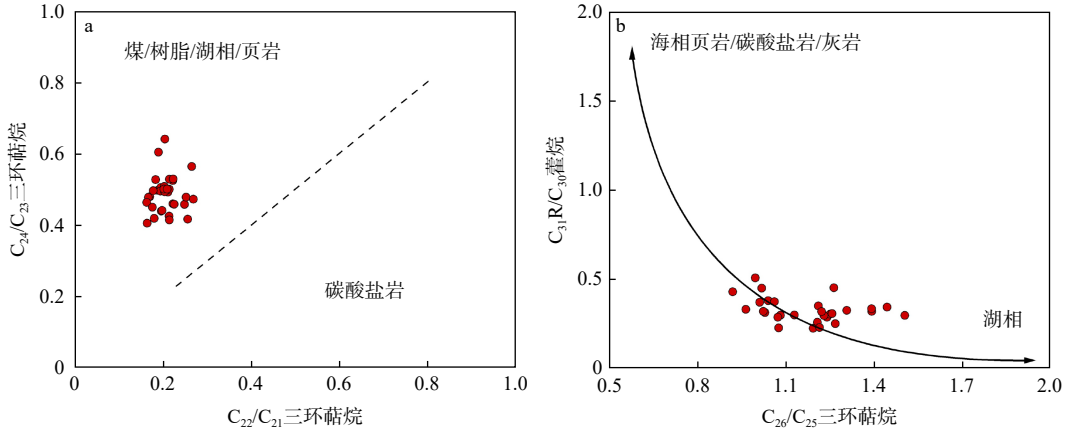
(a) Line chart showing $\delta^{13}C$ values of extracts and their fractions; (b) Cross plot of $\delta^{13}C$ saturates vs. $\delta^{13}C$ aromatics

源，而是典型的咸化湖盆藻类来源特征。

综上所述，玛南地区风城组生源母质以藻类、细菌及沉水/浮叶植被为主，陆源高等植物的贡献相对有限。与玛北地区风城组相比，尽管两者均缺乏被子植物输入，但玛南地区有机质类型相对偏差，可能因其处于斜坡位置，接受了较湖泊中心稍多的陆源有机质输入，但其贡献依然较弱。

4.3　沉积环境

综合多项生物标志物参数，认为研究区有机质沉积于硅酸盐主导的湖相环境中。其主要证据包括：αβC_{30}藿烷相对丰度高于αβC_{29}藿烷（Peters et al., 2007）；C_{22}/C_{21}三环萜烷比值较低而C_{24}/C_{23}三环萜烷比值较高，反映了其非碳酸盐岩组分的属性（图 11a；表 3）；C_{26}/C_{25}三环萜烷与$C_{31}R/C_{30}$藿烷的投点关系也分布于湖相页岩区域（图 11b，表 3；Peters et al., 2007）。富含黏土的沉积环境进一步得到了生物标志物参数的佐证：$C_{27\text{-}29}$甾烷与$C_{21\text{-}22}$甾烷的浓度比相对于C_{27}重排甾烷与C_{27}规则甾烷的比值投图结果



a—C_{22}/C_{21}三环萜烷与C_{24}/C_{23}三环萜烷交汇图；b—C_{26}/C_{25}三环萜烷与$C_{31}R/C_{30}$藿烷交汇图（据 Peters et al., 2007 修改）

图 11　准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩与不同沉积环境三环萜烷指纹对比图

Fig. 11　Correlation of tricyclic terpane fingerprints between mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin, and those from different depositional environments

(a) Cross plot of C_{22}/C_{21} vs. C_{24}/C_{23} tricyclic terpane; (b) Cross plot of C_{26}/C_{25} tricyclic terpane vs. $C_{31}R/C_{30}$ hopane (modified after Peters et al., 2007)

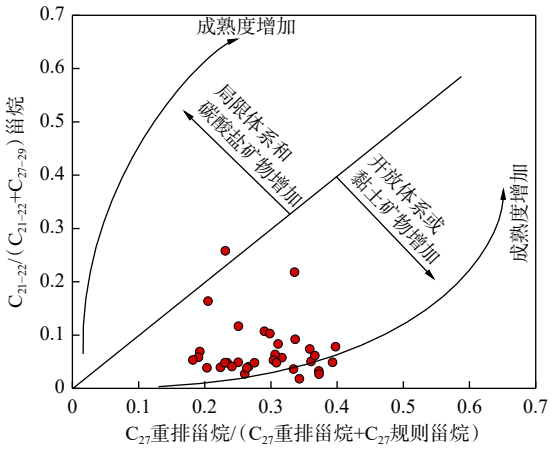


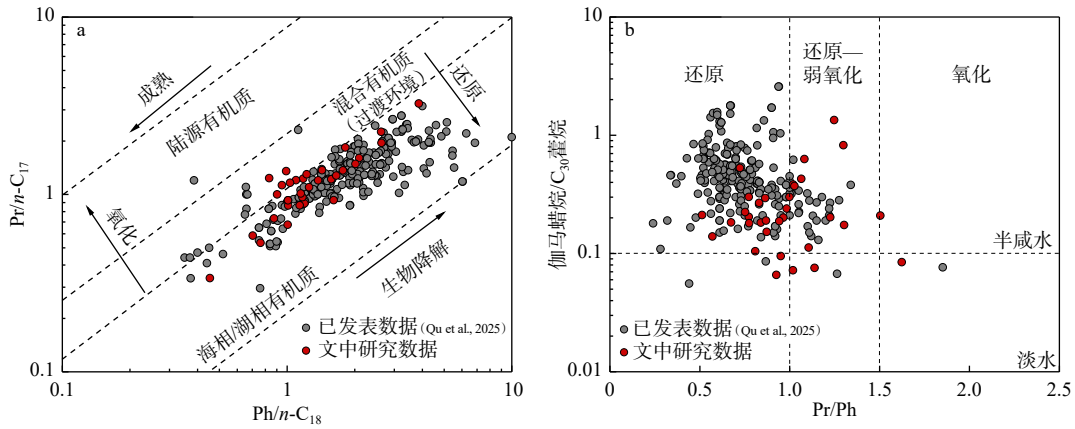
图 12 准噶尔盆地玛南地区风城组 C_{27} 重排甾烷/(C_{27} 重排甾烷+C_{27} 规则甾烷) 与 C_{21-22}/ (C_{21-22}+C_{27-29}) 甾烷交汇图

Fig. 12 Cross plot of C_{27} diasteranes / (diasteranes + regular steranes) vs. $C_{21-22}/(C_{21-22}+C_{27-29})$ steranes of mud shales, southern Mahu Sag, Junggar Basin, China

均落于黏土区域(图 12, 表 3; Qiao et al., 2021a; Zheng et al., 2022)。此外, αβC_{31-35} 藿烷含量逐渐降低的趋势(图 4), 同样符合碎屑岩相的沉积模式(Qiao et al., 2021a)。在此背景下, 重点讨论氧化还原条件和古盐度。

4.3.1 古氧化还原环境

沉积环境中有机质的保存一定程度上会受古氧化还原条件的影响。姥植比(Pr/Ph)是判别古氧化还原条件的常用指标(Wu et al., 2022; Zheng et al., 2022)。通常认为, Pr/Ph>3 指示氧化环境, 且多伴随高等植物输入; Pr/Ph<0.8 反映底层水缺氧环境, 常与藻类或细菌繁盛有关; 极低的 Pr/Ph 则多为盐湖或碳酸盐岩沉积环境的典型特征(Peters et al., 2007)。研究样品的 Pr/Ph 反映其沉积时处于弱还原环境, 部分样品则形成于过渡环境(表 2)。Pr/*n*-C_{17} 与 Ph/*n*-C_{18} 关系图(图 13a; Sajjad et al., 2025)进一步显示, 大多数样品形成于弱还原环境。对于未成熟沉积物, Pr/*n*-C_{17}<0.5 通常指示开阔水体环境沉积, 而 Pr/*n*-C_{17}>1 则通常代表内陆沼泽环境(Samad et al., 2020)。研究样品的 Pr/*n*-C_{17} 主体反映湖相沉积特征, 而少部分样品沉积于混合环境。同时, 较高的 (S_1+S_2)/TOC 与 S_2/S_3(表 1)也为还原环境提供了有力支持(Kumar et al., 2021)。



a—准噶尔盆地风城组 Ph/*n*-C_{18} 与 Pr/*n*-C_{17} 交汇图; b—伽马蜡烷指数与 Pr/ Ph 交汇图

图 13 准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩沉积环境与氧化还原条件判识图

Fig. 13 Identification of the depositional environment and redox conditions of mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin

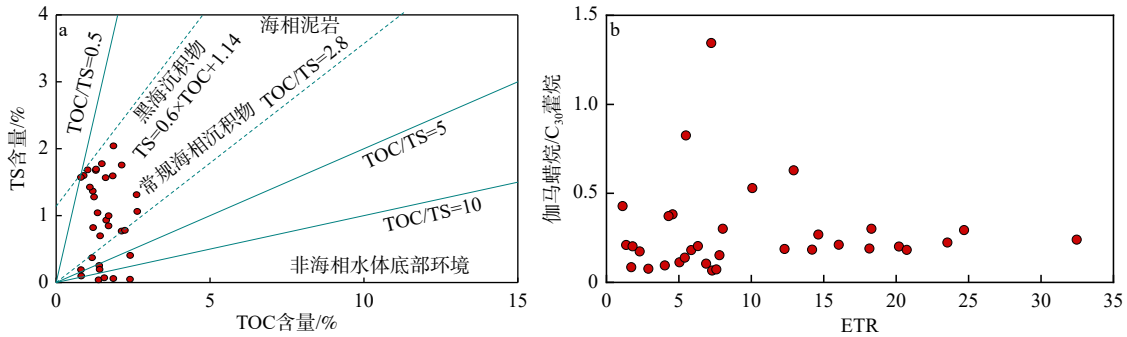
(a) Cross plot of Ph/*n*-C_{18} vs. Pr/*n*-C_{17}; (b) Cross plot of gammacerane / C_{30} hopane *vs.* Pr/Ph

需要注意的是, Pr/Ph 的解释准确性可能受其他因素影响, 如随着成熟度增加(R_o>0.8%), 干酪根中的植烷侧链会发生断裂释放, 且氧化环境下形成的植烷更易降解, 导致 Pr/Ph 通常随成熟度增高而呈现增大趋势(Peters et al., 2007), 其前驱物可能并非仅来源于叶绿素中的植醇侧链(如嗜盐细菌; Ten Haven et al., 1987)。鉴于该区样品已达成熟阶段, 其原始沉积时的 Pr/Ph 可能比当前实测值更低。换言之, 现今观测到的“弱还原”信号, 实际上可能对应着原始沉积时期更强的还原缺氧环境, 这一点同时得到了高丰度伽马蜡烷的佐证(图 13b)。因此, 玛南地区风城组沉积期水体分层良好, 底层水处于还

原环境，有利于有机质的保存。

4.3.2　古盐度

水体盐度升高通常对生物多样性产生抑制作用，但同时有利于沉积有机质的保存（Qiao et al., 2021a, 2021b）。TOC 含量与 TS 含量的关系是判别古盐度的经典指标，TOC/TS 关系图（图 14a; Berner and Raiswell, 1984）显示，样品点主要落在盐湖至超盐湖区域，指示水体中硫酸盐浓度较高，硫酸盐还原菌活动强烈（Berner and Raiswell, 1984）。该认识与生物标志物指标相一致：较高的伽马蜡烷/C_{30} 藿烷比值（图 14b, 表 3）指示沉积环境为超盐湖相。



a—TOC 含量与 TS 含量交汇图；b—ETR 与伽马蜡烷/C_{30} 藿烷交汇图

图 14　准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩沉积环境判识图

Fig. 14　Identification of the depositional environment of mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin

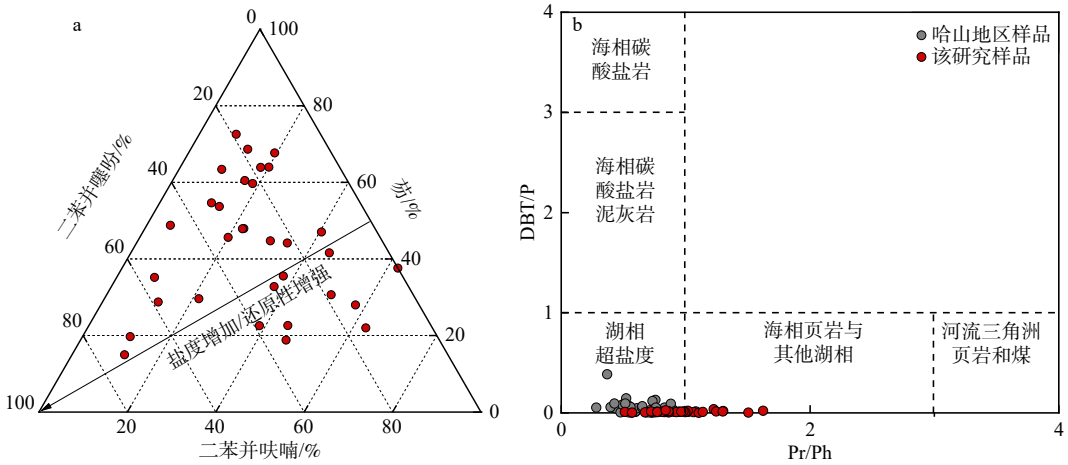
(a) Cross plot of TOC content vs. TS; (b) Cross plot of ETR vs. gammacerane / C_{30} hopane

尤为关键的证据来自 β-胡萝卜烷，其热稳定性相对较差，随着成熟度的增加（通常 R_o>0.9%），其相对丰度会因热裂解作用而显著降低甚至消失（Peters et al., 2007）。然而，在玛南地区风城组成熟样品中依然检出了高丰度的 β-胡萝卜烷（图 4a④、4b④, 表 3），这意味着其在原始沉积物中的初始浓度较高，在嗜盐藻类勃发的背景下，经历热降解后的残留量才能保持当前的检出水平，因此有力地证明了原始沉积环境为超盐度环境。

较高的 ETR 指示水体可能存在还原条件和/或高盐度环境，并反映藻类对初级生产力的贡献（Volkman et al., 2015）。尽管有机质的高成熟度可能导致 ETR 略有升高（Peters et al., 2007），但结合上述高丰度 β-胡萝卜烷与高 ETR 值共存的现象，依然可以反映较高的原始水体盐度。因此，将样品中较高的 ETR 主要归因于水体高盐度，这与前述水生环境贫氧的条件相符（图 14b）。

芳香烃化合物的相对组成是判识古盐度的重要指标，芴（FL）、二苯并呋喃（DBF）与二苯并噻吩（DBT）可由联苯或甲基联苯与炭质表面上的活性亚甲基、氧和硫物种反应生成（Asif et al., 2010）。芴（FL）、二苯并呋喃（DBF）与二苯并噻吩（DBT）三者的交汇图常用于判断古盐度，DBT 在高盐环境下相对富集，而 DBF 在淡水环境中更为富集（Qiao et al., 2024）。研究样品中 FL、DBF 和 DBT 的相对含量分布特征显示出较强的非均质性，部分样品处于高盐度区，部分样品处于低盐度区（图 15a），这种分布特征并非指示水体的盐度在平面上具有强非均质性或发生了剧烈的淡化，而是玛南斜坡带沉积动荡性的响应。频繁的陆源碎屑输入会造成局部的弱氧化环境及黏土矿物的输入，DBF 的形成会受到催化促进导致其相对含量较高（Asif et al., 2010），从而掩盖了部分高盐度信号。

尽管受碎屑输入干扰，二苯并噻吩/菲（DBT/PHE）与 Pr/Ph 的交汇关系（图 15b）以及甲基三甲基十三烷基色满（MTTC）比值（α-MTTC/总 MTTCs）与 Pr/Ph 的交汇关系（图 16）仍一致揭示了湖相咸化—超咸化的环境。MTTC 比值（α-MTTC/MTTCs）可作为古盐度的可靠指标（Schwark et al., 1998）：比值<0.5 指示超盐度环境，比值>0.5 指示中盐度环境（Schwark et al., 1998）。考虑到玛南地区有机质较高成熟度导致其 Pr/Ph 较原始沉积时偏高，若剔除该热演化效应，样品点将向更低 Pr/Ph 区域移动，进而更显著地落入湖相超盐度区域。这进一步证实玛南地区



a—芴(FL)、二苯并呋喃(DBF)和二苯并噻吩(DBT)相对含量三角图；b—二苯并噻吩/菲比值(DBT/P)与姥植比(Pr/Ph)交汇图(Hughes et al., 1995)

图 15 准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩沉积古盐度判识图

Fig. 15 Identification of the paleosalinity of mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin

(a) Relative concentrations of fluorene (FL), dibenzofuran (DBF), and dibenzothiophene (DBT); (b) Cross plot of dibenzothiophene / phenanthrene vs. Pr/Ph (Hughes et al., 1995)

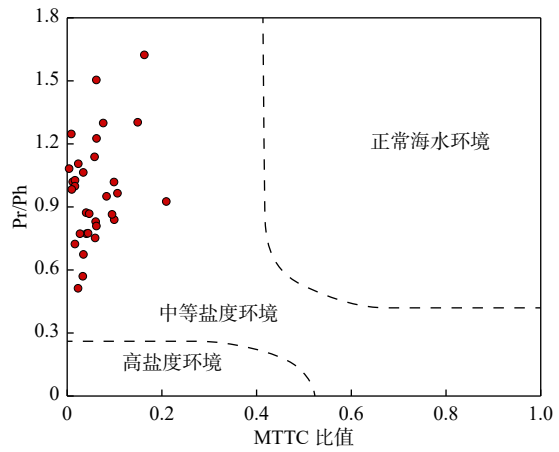


图 16 准噶尔盆地玛南地区风城组泥页岩 Pr/Ph 与 MTTC 比值交汇关系

Fig. 16 Cross plot of Pr/Ph vs. the MTTC ratio of mud shales from the Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin

烃源岩形成于高盐度、但受陆源碎屑扰动的沉积环境。

4.3.3 玛南地区与玛北地区烃源岩的差异性

综合岩石学与地球化学特征，玛南地区风城组属于干旱气候下的咸化湖盆边缘斜坡相沉积。其受南部物源区陆源碎屑持续注入的影响，发育以泥页岩、粉砂岩互层为主的细粒碎屑岩组合。生物来源以内源藻类为主，但水体环境受碎屑稀释和扰动影响，表现为动荡的弱还原—还原特征。

玛南地区与玛北地区及凹陷中心在沉积环境与地球化学特征上存在显著差异。玛北地区及凹陷中心作为盆地的沉降中心，水体较深且处于封闭滞留状态，长期维持强还原-硫化及极度稳定的高盐度分层环境，其地球化学特征表现为较低的 Pr/Ph(平均为 0.75; 图 13a, 图 15b)和更高的伽马蜡烷指数(平均为 0.52; 图 13b; 张志杰等, 2018; Cao et al., 2020; Wang et al., 2021b; Liu et al., 2023; Hou et al., 2024; Qu et al., 2025)。相比之下，玛南地区处于南部斜坡过渡带，受季节性洪水及重力流扰动影响，水体动荡性增强，底层水体的氧化性略有升高。研究显示该区 Pr/Ph 介于 0.5～2.0(平均为 1.0)高于玛北地区，伽马蜡烷指数(平均为 0.28)低于玛北地区，反映出边缘相带水体盐度波动大、还原性减弱的特征。沉积相带上，凹陷北部远离陆源碎屑干扰，以化学沉淀作用为主，发育云质岩、碱基碳酸盐岩等深湖相沉积，有利于 I 型高丰度有机质的富集与保存(Cao et al., 2020)。而玛南地区紧邻物源区，受陆源碎屑注入控制明显，表现为机械搬运沉积为主的粉砂岩与泥页岩互层特征。受陆源矿物基质的稀释效应及搬运过程中的部分氧化作用影响，玛南地区有机质类型转变为 Ⅱ—Ⅲ 型混合特征，其 TOC 含量虽达优质烃源岩标准，但整体略逊于以化学沉积为主的中心相带。

上述对比结果表明，玛湖凹陷的页岩油富集模式具有分带性：北部地区主要受控于极佳的保存条

件与高有机质丰度，而南部地区（玛南地区）的勘探潜力则更多取决于适度的有机质含量与高脆性粉砂组分的源–储耦合关系。

5 结论

研究针对准噶尔盆地玛南地区风城组烃源岩，在系统剔除高成熟度对关键地球化学参数影响的基础上，深化了对湖盆边缘相带富有机质页岩成因机理的认识，构建了区别于凹陷中心深水化学沉积的咸化碎屑湖发育模式，揭示了玛湖凹陷页岩油富集的南北差异规律。为准噶尔盆地玛湖凹陷油气勘探与资源评价提供了重要的科学依据。主要结论如下：

（1）玛南地区风城组烃源岩有机质丰度总体达到“好—极好”级别，处于成熟生油高峰阶段（R_o>0.8%）。受成熟度演化及矿物基质效应叠加影响，有机质类型表现为Ⅱ—Ⅲ型混合特征。经校正后的地球化学参数证实，其本质并非贫氢的陆源有机质，而是具备持续生排烃能力的藻类/微生物生源。

（2）玛南地区风城组沉积具有高盐度水体与高陆源碎屑输入共存的地质特征。湖水咸化诱发嗜盐藻类繁盛，构成了主要的生烃母质，陆源高等植物输入极为有限；同时，斜坡带持续的无机陆源碎屑注入干扰了水体稳定性，导致该区主要发育弱还原—还原环境下的泥页岩与粉砂岩互层组合。

（3）玛湖凹陷南北地区风城组烃源岩存在显著的成因差异：玛北地区及中心地区为深水、强还原、化学沉积（云/碱岩）的Ⅰ型页岩模式，而玛南地区为过渡水体、动荡还原、机械沉积的Ⅱ—Ⅲ型混合页岩模式。这种差异决定了玛南地区油气勘探优势在于频繁发育的粉砂质纹层提供了微观储集空间并改善了岩石的脆性和可压性。因此，勘探应聚焦于适度 TOC 含量与高脆性粉砂组分的最佳源-储耦合带，以获取更优的压裂改造效果与产能。

作者贡献声明：陈山河、齐洪岩负责论文构思、数据分析、研究方法和论文写作；王伟、王振林、李扬虎、汤富康共同参与数据分析和技术手段的实践应用和绘图；郭守鑫、傅正航共同参与数据分析、研究方法和文章修改。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

Author's Contributions: CHEN Shanhe and QI Hongyan conceived the study, performed data analysis, designed the research methodology, and drafted the manuscript; WANG Wei, WANG Zhenlin, LI Yanghu and TANG Fukang participated in data analysis, practical application of technical approaches, and figure generation; GUO Shouxin and FU Zhenghang were involved in data analysis, refinement of the research methodology, and manuscript revision. All authors have read and approved the submission and publication of the manuscript.

利益冲突声明：本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。

Conflict of Interests: All authors declare no conflict of interests.

References

ASIF M, ALEXANDER R, FAZEELAT T, et al., 2010. Sedimentary processes for the geosynthesis of heterocyclic aromatic hydrocarbons and fluorenes by surface reactions[J]. Organic Geochemistry, 41(5): 522-530.

BECHTEL A, MOVSUMOVA U, STROBL S A I, et al., 2013. Organofacies and paleoenvironment of the Oligocene Maikop series of Angeharan (eastern Azerbaijan)[J]. Organic Geochemistry, 56: 51-67.

BERNER R A, RAISWELL R, 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks[J]. Geology, 12(6): 365-368.

BUDZINSKI H, GARRIGUES P, CONNAN J, et al., 1995. Alkylated phenanthrene distributions as maturity and origin indicators in crude oils and rock extracts[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(10): 2043-2056.

CAO J, XIA L W, WANG T T, et al., 2020. An alkaline lake in the Late Paleozoic Ice Age (LPIA): a review and new insights into paleoenvironment and petroleum geology[J]. Earth-Science Reviews, 202: 103091.

COLLISTER J W, WAVREK D A, 1996. $\delta^{13}C$ compositions of saturate and aromatic fractions of lacustrine oils and bitumens: evidence for water column stratification[J]. Organic Geochemistry, 24(8-9): 913-920.

DANG W L, GAO G, YOU X C, et al., 2024. Geochemical identification of a source rock affected by migrated hydrocarbons and its geological significance: Fengcheng Formation, southern Mahu Sag, Junggar Basin, NW China[J]. Petroleum Science, 21(1): 100-114.

FENG T R, 2017. Permian tectono-stratigraphic sequence and basin evolution in Junggar Basin[D]. Beijing: China University of Geosciences. (in Chinese with English abstract)

FICKEN K J, LI B, SWAIN D L, et al., 2000. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes[J]. Organic Geochemistry, 31(7-8): 745-749.

GAO G, YANG S R, REN J L, et al., 2018. Geochemistry and depositional conditions of the carbonate-bearing lacustrine source rocks: A case study from the Early Permian Fengcheng Formation of Well FN7 in the northwestern Junggar Basin[J].Journal of Petroleum Science and Engineering,

162:407-418

HE D, LADD S N, SAUNDERS C J, et al., 2020. Distribution of *n*-alkanes and their δ^2H and δ^{13}C values in typical plants along a terrestrial-coastal-oceanic gradient[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 281: 31-52.

HE W J, GAO G, YANG S, et al. , 2025 A new understanding of the hydrocarbon evolution characteristics of telalginite-rich source rock in Fengcheng Formation of Mahu Sag, Junngar Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2025, 36(6): 1028-1036. (in Chinese with English abstract)

HE W J, WANG G Z, CHEN F W, et al., 2025. Pore-throat structures and lower limits of fluid-movable pore-throat radii in conventional and unconventional reservoirs of Fengcheng Formation in Mahu sag, Junggar Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 46(7): 1327-1341. (in Chinese with English abstract)

HOU M G, ZHA M, LIU H, et al., 2024. The coupling control of biological precursors and environmental factors on *β*-carotane enrichment in alkaline lacustrine source rocks: a case study from the Fengcheng formation in the western Junggar Basin, NW China[J]. Petroleum Science, 21(2): 836-854.

HUANG P, REN J L, LI E T, et al., 2016. Biomarker and carbon isotopic compositions of source rock extracts and crude oils from Mahu Sag, Junggar Basin[J]. Geochimica, 45(3): 303-314. (in Chinese with English abstract)

HUGHES W B, HOLBA A G, DZOU L I P, 1995. The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(17): 3581-3598.

JIN Z J, ZHANG Q, ZHU R K, et al., 2023. Classification of lacustrine shale oil reservoirs in China and its significance[J]. Oil & Gas Geology, 44(4): 801-819. (in Chinese with English abstract)

KUMAR D, GHOSH S, TIWARI B, et al., 2021. Palaeocene-Eocene organic sedimentary archives of Bikaner-Nagaur Basin, Rajasthan, India: an integrated revelation from biogeochemical and elemental proxies[J]. International Journal of Coal Geology, 247: 103848.

LI E T, MI J L, ZHANG Y, et al., 2024. Geochemical characteristics and genesis of crude oil in Ma'nan area, Junggar Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 35(10): 1862-1875. (in Chinese with English abstract)

LI P, LI Y Q, JING J B, et al., 2020. Unconformities formed during the P-T transition in the northwestern Junggar Basin: nature, evolution and implications[J]. Journal of Palaeogeography, 22(4): 697-714. (in Chinese with English abstract)

LIANG C, CHEN A, CAO Y C, et al., 2026. Lacustrine organic carbon burial in deep time: perspectives from major geologic events and tectonic-climatic-ecological coupling[J]. Earth-Science Reviews, 272: 105312.

LIU D D, XU M Y, CAO Q, et al., 2025. Astronomical forcing of lake-level and environmental changes in saline-alkaline lakes during the Late Paleozoic Ice Age[J]. Marine and Petroleum Geology, 177: 107383.

LIU D G, ZHOU L, LI S H, et al., 2020. Characteristics of source rocks and hydrocarbon generation models of Fengcheng Formation in Mahu Depression[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 38(5): 946-955. (in Chinese with English abstract)

LIU J, WANG J, TAN J Q, et al., 2023. Sedimentary paleo-environment and organic matter enrichment in the Lucaogou Formation of the Jimsar Sag[J]. Journal of Geomechanics, 29(5): 631-647. (in Chinese with English abstract)

LIU S J, GAO G, GANG W Z, et al., 2023. Comparison of formation conditions of source rocks of Fengcheng and Lucaogou Formations in the Junggar Basin, NW China: implications for organic matter enrichment and hydrocarbon potential[J]. Journal of Earth Science, 34(4): 1026-1040.

National energy administration, 2012. Method of determining microscopically the reflectance of vitrinite in sedimentary rocks: SY/T 5124-2012[S]. Beijing:Petroleum Industry Press. (in Chinese with English abstract)

National energy administration, 2019. Geochemical method for source rock evaluation: SY/T 5735-2019[S]. Beijing: Petroleum industry Press. (in Chinese with English abstract)

OTTO A, WILDE V, 2001. Sesqui-, di-, and triterpenoids as chemosystematic markers in extant conifers: a review[J]. The Botanical Review, 67(2): 141-238.

PEARSON A, EGLINTON T I, 2000. The origin of *n*-alkanes in Santa Monica Basin surface sediment: a model based on compound-specific Δ^{14}C and δ^{13}C data[J]. Organic Geochemistry, 31(11): 1103-1116.

PEPPER A S, CORVI P J, 1995. Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen[J]. Marine and Petroleum Geology, 12(3): 291-319.

PETERS K E, WALTERS C C, MOLDOWAN J M, 2007. The biomarker guide: Volume 2, biomarkers and isotopes in petroleum systems and earth history[M]. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press.

QIAO J Q, BANIASAD A, ZIEGER L, et al., 2021a. Paleo-depositional environment, origin and characteristics of organic matter of the Triassic Chang 7 Member of the Yanchang Formation throughout the mid-western part of the Ordos Basin, China[J]. International Journal of Coal Geology, 237: 103636.

QIAO J Q, GROHMANN S, BANIASAD A, et al., 2021b. High microbial gas potential of Pleistocene lacustrine deposits in the central Qaidam Basin, China: an organic geochemical and petrographic assessment[J]. International Journal of Coal Geology, 245: 103818.

QIAO J Q, LUO Q Y, GUO S X, et al., 2024. Organic petrology and geochemistry of the late Neogene Shizigou Formation in the Qaidam Basin, China: Characteristics of a prospective microbial gas source rock[J]. International Journal of Coal Geology, 296: 104658

QU Y S, QIAO J Q, ZHONG N N, et al. , 2025. Geochemistry and Origin of Deep and Ultradeep Crude Oils from the Jurassic Qigu Formation, Yongjin Area, Central Junggar Basin, NW China[J]. ACS Omega, 10, 3, 2735-2761

QU Y S, LU H L, QIAO J Q, et al., 2025. Differences in depositional environments and formation conditions of the ultra-deep Middle and Upper Permian saline lacustrine shales/mudstones of the Dongdaohaizi depression in the Junggar Basin[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 44(3): 598-612. (in Chinese with English abstract)

SAJJAD A, LI M J, LAI H F et al., 2025. Geochemistry of organic-rich black shales from the Ediacaran Salt Range Formation (Sub-Himalayas,

Pakistan): Implications for paleoecology and paleoenvironment[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 675(1): 113104

SAMAD S K, MISHRA D K, MATHEWS R P, et al., 2020. Geochemical attributes for source rock and palaeoclimatic reconstruction of the Auranga Basin, India[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 185: 106665.

SCHWARK L, VLIEX M, SCHAEFFER P, 1998. Geochemical characterization of Malm Zeta laminated carbonates from the Franconian Alb, SW-Germany (II)[J]. Organic Geochemistry, 29(8): 1921-1952.

SIMONEIT B R T, GRIMALT J O, WANG T G, et al., 1986. Cyclic terpenoids of contemporary resinous plant detritus and of fossil woods, ambers and coals[J]. Organic Geochemistry, 10(4-6): 877-889.

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(9): 1895-1900.

SOFER Z, 1984. Stable carbon isotope compositions of crude oils: application to source depositional environments and petroleum alteration[J]. AAPG Bulletin, 68(1): 31-49.

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(6149): 641-643.

VAN AARSSEN B G K, ALEXANDER R, KAGI R I, 2000. Higher plant biomarkers reflect palaeovegetation changes during Jurassic times[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(8): 1417-1424.

VOLKMAN J K, ZHANG Z R, XIE X M, et al., 2015. Biomarker evidence for *Botryococcus* and a methane cycle in the Eocene Huadian oil shale, NE China[J]. Organic Geochemistry, 78: 121-134.

WANG M S, ZHANG Z J, ZHOU C M, et al., 2018. Lithological characteristics and origin of alkaline lacustrine of the Lower Permian Fengcheng Formation in Mahu Sag, Junggar Basin[J]. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 20(1): 147-162. (in Chinese with English abstract)

WANG Q R, HUANG H P, ZHENG L J, 2021a. Thermal maturity parameters derived from *tetra*-, *penta*-substituted naphthalenes and organosulfur compounds in highly mature sediments[J]. Fuel, 288: 119626.

WANG T T, CAO J, JIN J, et al., 2021b. Spatiotemporal evolution of a Late Paleozoic alkaline lake in the Junggar Basin, China[J]. Marine and Petroleum Geology, 124: 104799.

WEN Z, RUIYONG W, RADKE M, et al., 2000. Retene in pyrolysates of algal and bacterial organic matter[J]. Organic Geochemistry, 31(7-8): 757-762.

WU Z R, GROHMANN S, LITTKE R, et al., 2022. Organic petrologic and geochemical characterization of petroleum source rocks in the Middle Jurassic Dameigou Formation, Qaidam Basin, northwestern China: insights into paleo-depositional environment and organic matter accumulation[J]. International Journal of Coal Geology, 259: 104038.

YANG W W, WANG Z L, SU J, et al., 2025. Occurrence space and mobility of shale oil in Fengcheng Formation, Mahu Sag, Junggar Basin[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 46(2): 192-200. (in Chinese with English abstract)

YOU X C, GAO G, WU J, et al., 2021. Differences of effectivity and geochemical characteristics of the Fengcheng Formation source rock in Ma'nan area of the Junggar Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 32(11): 1697-1708. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Z J, YUAN X J, WANG M S, et al., 2018. Alkaline-lacustrine deposition and paleoenvironmental evolution in Permian Fengcheng Formation at the Mahu Sag, Junggar Basin, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 45(6): 972-984. (in Chinese with English abstract)

ZHAO W Z, ZHU R K, ZHANG J Y, et al., 2023. Classification, exploration and development status and development trend of continental shale oil in China[J]. China Petroleum Exploration, 28(4): 1-13. (in Chinese with English abstract)

ZHENG T Y, ZIEGER L, BANIASAD A, et al., 2022. The Shahejie Formation in the Dongpu Depression, Bohai Bay Basin, China: geochemical investigation of the origin, deposition and preservation of organic matter in a saline lacustrine environment during the Middle Eocene[J]. International Journal of Coal Geology, 253: 103967.

ZHI D M, CAO J, XIANG B L, et al., 2016. Fengcheng alkaline lacustrine source rocks of Lower Permian in Mahu Sag in Junggar Basin: hydrocarbon generation mechanism and petroleum resources reestimation[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 37(5): 499-506. (in Chinese with English abstract)

ZHI D M, TANG Y, HE W J, et al., 2021. Orderly coexistence and accumulation models of conventional and unconventional hydrocarbons in Lower Permian Fengcheng Formation, Mahu Sag, Junggar Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 48(1): 38-51. (in Chinese with English abstract)

ZHI D M, XIE A, YANG F, et al., 2024. Exploration prospects of the whole oil and gas system in the Permian hydrocarbon depressions in the Eastern Junggar Basin[J]. Journal of Geomechanics, 30(5): 781-794. (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

冯陶然，2017. 准噶尔盆地二叠系构造—地层层序与盆地演化[D]. 北京：中国地质大学(北京).

国家能源局，2012. 沉积岩中镜质体反射率测定方法：2012. SY/T 5124—2012[S]. 北京：石油工业出版社.

国家能源局，2019. 烃源岩地球化学评价方法：SY/T 5735—2019[S]. 北京：石油工业出版社.

何文军，高岗，杨森，等，2025. 准噶尔盆地玛湖凹陷风城组富结构藻源岩成烃演化特征新认识[J]. 天然气地球科学，36(06)：1028-1036

何文军，王国臻，陈方文，等，2025. 准噶尔盆地玛湖凹陷风城组常规与非常规储层的孔喉结构和流体可动孔喉下限[J]. 石油学报，46(7)：1327-1341.

黄攀，任江玲，李二庭，等，2016. 准噶尔盆地玛湖凹陷烃源岩和原油生物标志物与碳同位素组成及其意义[J]. 地球化学，45(3)：303-314.

金之钧, 张谦, 朱如凯, 等, 2023. 中国陆相页岩油分类及其意义[J]. 石油与天然气地质, 44(4): 801-819.

李二庭, 米巨磊, 张宇, 等, 2024. 准噶尔盆地玛南地区原油地球化学特征及成因[J]. 天然气地球科学, 35(10): 1862-1875.

李攀, 李永强, 经俭波, 等, 2020. 准噶尔盆地西北部P-T转换期不整合的发育演化特征及意义[J]. 古地理学报, 22(4): 697-714.

刘得光, 周路, 李世宏, 等, 2020. 玛湖凹陷风城组烃源岩特征与生烃模式[J]. 沉积学报, 38(5): 946-955.

刘金, 王剑, 谭静强, 等, 2023. 吉木萨尔凹陷芦草沟组沉积古环境与有机质富集[J]. 地质力学学报, 29(5): 631-647.

曲彦胜, 路慧龙, 乔锦琪, 等, 2025. 准噶尔盆地东道海子凹陷中、上二叠统超深层咸湖相泥页岩沉积环境及形成条件差异[J]. 矿物岩石地球化学通报, 44(3): 598-612.

汪梦诗, 张志杰, 周川闽, 等, 2018. 准噶尔盆地玛湖凹陷下二叠统风城组碱湖岩石特征与成因[J]. 古地理学报, 20(1): 147-162.

杨旺旺, 王振林, 苏静, 等, 2025. 玛湖凹陷风城组页岩油赋存空间特征及可动性影响因素[J]. 新疆石油地质, 46(2): 192-200.

尤新才, 高岗, 吴俊, 等, 2021. 准噶尔盆地玛南地区风城组烃源岩地球化学特征及有效性差异[J]. 天然气地球科学, 32(11): 1697-1708.

张志杰, 袁选俊, 汪梦诗, 等, 2018. 准噶尔盆地玛湖凹陷二叠系风城组碱湖沉积特征与古环境演化[J]. 石油勘探与开发, 45(6): 972-984.

赵文智, 朱如凯, 张婧雅, 等, 2023. 中国陆相页岩油类型、勘探开发现状与发展趋势[J]. 中国石油勘探, 28(4): 1-13.

支东明, 曹剑, 向宝力, 等, 2016. 玛湖凹陷风城组碱湖烃源岩生烃机理及资源量新认识[J]. 新疆石油地质, 37(5): 499-506.

支东明, 唐勇, 何文军, 等, 2021. 准噶尔盆地玛湖凹陷风城组常规-非常规油气有序共生与全油气系统成藏模式[J]. 石油勘探与开发, 48(1): 38-51.

支东明, 谢安, 杨帆, 等, 2024. 准噶尔盆地东部二叠系富烃凹陷全油气系统勘探前景[J]. 地质力学学报, 30(5): 781-794.