

文章编号: 1000-0747(2023)01-0100-13 DOI: 10.11698/PED.20220311

砂岩储集层凝灰质溶蚀作用的差异性及其物性响应 ——以珠一坳陷惠州—陆丰地区古近系文昌组为例

靳子濠¹, 远光辉^{1,2}, 张向涛³, 操应长^{1,2}, 丁琳³, 李晓艳³, 傅筱涵¹

(1. 中国石油大学(华东)深层油气重点实验室, 山东青岛 266580; 2. 海洋国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 山东青岛 266071; 3. 中海石油(中国)有限公司深圳分公司, 广东深圳 518067)

基金项目: 国家自然科学基金项目(41872140); 泰山学者青年专家项目(201909061); 青岛海洋科学与技术试点国家实验室山东省专项(2021QNLMO20001); 中央高校创新基金(20CX06067A)

摘要: 以储集层显微分析为基础, 通过主微量元素定量分析, 对珠江口盆地珠一坳陷惠州—陆丰地区典型洼陷带古近系文昌组砂岩中凝灰质的元素地球化学特征及其成岩蚀变产物组合进行分析, 并结合储集层物性特征, 探讨不同凝灰质溶蚀作用对储集层物性的影响。结果表明, 研究区发育酸性、中性、基性和碱性 4 类凝灰质杂基; 酸性凝灰质经历强蚀变、蚀变产物难溶蚀的演化过程, 蚀变沉淀大量高岭石, 不能有效增孔升渗; 中性和碱性凝灰质则表现出凝灰质强溶蚀、残余凝灰质强蚀变的演化过程, 凝灰质溶蚀粒间孔发育, 但自生石英、磷灰石和伊利石等蚀变产物使孔隙结构变差, 凝灰质溶蚀作用最终导致储集层增孔不升渗; 基性凝灰质以凝灰质溶蚀-蚀变产物强溶蚀的演化过程为主, 粒间凝灰质与蚀变成因的浊沸石均可溶蚀成孔, 凝灰质溶蚀作用能够显著改善储集层物性。

关键词: 珠江口盆地; 珠一坳陷; 惠州凹陷; 陆丰凹陷; 凝灰质; 溶蚀作用; 物性响应; 古近系文昌组

中图分类号: TE122.2 文献标识码: A

Differences of tuffaceous components dissolution and their impact on physical properties in sandstone reservoirs: A case study on Paleogene Wenchang Formation in Huizhou-Lufeng area, Zhu I Depression, Pearl River Mouth Basin, China

JIN Zihao¹, YUAN Guanghui^{1,2}, ZHANG Xiangtao³, CAO Yingchang^{1,2}, DING Lin³, LI Xiaoyan³, FU Xiaohan¹

(1. Key Laboratory of Deep Oil and Gas, China University of Petroleum, Qingdao 266580, China; 2. Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China; 3. China National Offshore Oil Corporation Limited-Shenzhen, Shenzhen 518067, China)

Abstract: The element geochemical characteristics and diagenetic alteration products of tuffaceous components in sandstone reservoirs of Paleogene Wenchang Formation in typical low-lying zones of the Huizhou-Lufeng area of the Zhu I Depression, Pearl River Mouth Basin, were identified through microscopic analysis and quantitative analysis of main and trace elements. The impacts of dissolution of different tuffaceous components on physical properties of reservoirs were discussed through quantitative characterization of reservoir physical properties. The results show that there are mainly four types of tuffaceous components in the study area, which are acidic, intermediate, basic and alkaline tuffaceous components. The acidic tuffaceous components evolved in a process of strong alteration and weak dissolution of alteration products, with a large amount of kaolinite precipitated during alteration to disenable the improvement of porosity and permeability. The intermediate and alkaline tuffaceous components evolved in a process of strong dissolution of tuffaceous components and strong alteration of residual tuffaceous components; the dissolution of tuffaceous components created intergranular pores, but the alteration products such as autogenic quartz, apatite and illite deteriorated the pore structure; ultimately, the dissolution of tuffaceous components resulted in the increase of porosity but no increase of permeability of the reservoir. The basic tuffaceous components dominantly evolved in a process of dissolution of tuffaceous components to strong dissolution of alteration products; both tuffaceous components between particles and laumontite generated from alteration can be strongly dissolved to create pores; thus, the dissolution of tuffaceous components can significantly increase the physical properties of the reservoir.

Key words: Pearl River Mouth Basin; Zhu I Depression; Huizhou Sag; Lufeng Sag; tuffaceous component; dissolution; physical property response; Paleogene Wenchang Formation

引用: 靳子濠, 远光辉, 张向涛, 等. 砂岩储集层凝灰质溶蚀作用的差异性及其物性响应: 以珠一坳陷惠州—陆丰地区古近系文昌组为例[J]. 石油勘探与开发, 2023, 50(1): 100-112.

JIN Zihao, YUAN Guanghui, ZHANG Xiangtao, et al. Differences of tuffaceous components dissolution and their impact on physical properties in sandstone reservoirs: A case study on Paleogene Wenchang Formation in Huizhou-Lufeng area, Zhu I Depression, Pearl River Mouth Basin, China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2023, 50(1): 100-112.

0 引言

与泥质杂基相比，凝灰质杂基具有类型多样、成分复杂的特点^[1-6]，且凝灰质在成岩演化过程中极易发生溶蚀，既能增孔，也能为自生矿物的沉淀提供物质基础^[4, 7-10]。前人研究证实，碎屑岩中凝灰质的成因类型、成分、含量等均能对其溶蚀作用产生不同影响^[4-5]，且凝灰质的溶蚀在不同埋藏阶段与成岩环境中存在较大差异^[6-8]，对碎屑岩孔隙发育的影响也不尽相同^[9-11]。因此，粒间凝灰质的溶蚀强度及自生矿物沉淀规律，决定了凝灰质的溶蚀作用能否有效改善储集层物性。

珠江口盆地惠州凹陷和陆丰凹陷始新统文昌组沉积期火山事件频发，粒间凝灰质成因复杂、类型多样^[9-12]。前人研究认为，该地区储集层中凝灰质溶蚀能够形成次生孔隙，一定程度改善储集层物性^[9]。但这一认识只探讨了凝灰质溶蚀增孔对储集空间的影响，并未系统讨论自生矿物与凝灰质溶蚀的成因联系，以及溶蚀演化过程中储集层储集性能的变化。实际上，惠州凹陷和陆丰凹陷文昌组六段—三段砂岩储集层中，凝灰质溶蚀现象普遍^[9, 13]，可见自生高岭石、浊沸石和磷灰石等蚀变产物，且不同类型凝灰质的溶蚀作用强度及其产物组合存在差异。因此，系统研究凝灰质的蚀变演化路径及其孔隙演化规律对深化研究区油气储集层的认识具有重要意义。

本文以珠江口盆地珠一坳陷的惠州凹陷和陆丰凹陷古近系文昌组六段—三段的砂岩储集层为研究对象，侧重分析研究区凝灰质砂岩储集层中自生矿物与凝灰质溶蚀的成因关系，建立不同类型凝灰质的溶蚀演化路径，并探讨凝灰质溶蚀作用的储集层物性响应，以期对凝灰质砂岩储集层的质量评价提供依据。

1 地质背景

惠州凹陷和陆丰凹陷位于珠江口盆地珠一坳陷东部，凹陷之间被惠陆低凸起分隔（见图1），整体呈北东东向展布，是珠一坳陷重要的油气富集区^[9, 13-19]。本次研究的重点层系为文昌组，该组自下而上可细分为六段（文昌组六段—一段），分别对应盆地裂陷旋回的初始裂陷、强烈裂陷和萎缩阶段^[14, 18]（见图1）。文昌组六段沉积期对应裂陷初期，盆地在此期间遭受抬升剥蚀，同时伴随强烈岩浆活动，仅零散发育小型扇三角洲和辫状河三角洲^[13-14]；文昌组五段—四段沉积

期对应裂陷扩张-强烈期，湖盆迅速扩张，发育大型辫状河三角洲沉积^[19-20]；文昌组三段沉积期对应裂陷转变期，受惠州运动影响，基底隆起及岩浆底辟广泛发育，惠州—陆丰过渡位置等地区发生强烈隆升并伴随文昌组下段的大量剥蚀^[14]；文昌组二段—一段沉积期对应裂陷收缩-萎缩期，湖盆水体变浅，小型辫状河三角洲沉积再次星散分布^[13, 20]。整体上，文昌组沉积期伴随多期火山活动，由于火山活动强度、期次及岩浆性质的变化，不同洼陷带砂岩储集层中凝灰质杂基类型多样且含量分布不均^[9, 12]。

2 样品与分析方法

样品取自惠州25洼的HZ-25-A井和HZ-25-B井、惠州26洼的HZ-26-A井和HZ-26-B井、陆丰13洼的LF-13-A井和LF-13-B井、陆丰15洼的LF-15-A井（见图1）。薄片样品的显微特征观察与面孔率定量统计均在中国石油大学（华东）深层油气重点实验室完成，检测室内温度为23℃，相对湿度为50%，所用仪器分别为ZEISS AxTo Scope A1 APOL型偏光显微镜、CL8200 MK5型阴极发光仪及ZEISS Crossbeam 550双束扫描电镜。挑选凝灰质溶蚀作用相对不发育的样品，进行原位微区主量、微量元素测试，明确未蚀变凝灰质的元素地球化学特征。对凝灰质溶蚀作用相对发育的样品，明确溶蚀作用特征与自生矿物的元素地球化学组成。其中，电子探针的主量元素分析在中国海洋大学海底科学与探测技术教育部重点实验室完成，采用JXA-8230电子枪，测试电压为15kV，电流为20nA，测试点直径为5μm。微区原位微量元素分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成，元素分析设备包括GeoLasPro型激光系统和Agilent 7700x型电感耦合等离子体质谱仪，测试束斑直径为50μm。

3 储集层岩石学特征

3.1 碎屑组分

据研究区193个样品的铸体薄片与矿物X射线衍射全岩分析统计，不同凹陷文昌组岩石组分存在明显差异（见图2）。其中，惠州凹陷文昌组砂岩储集层主要受中生界花岗岩影响^[13, 21]，整体以低石英含量、高岩屑和长石含量的岩屑砂岩和长石岩屑砂岩为主（见图2a），岩屑主要由花岗岩岩屑和石英岩屑组成，长石以

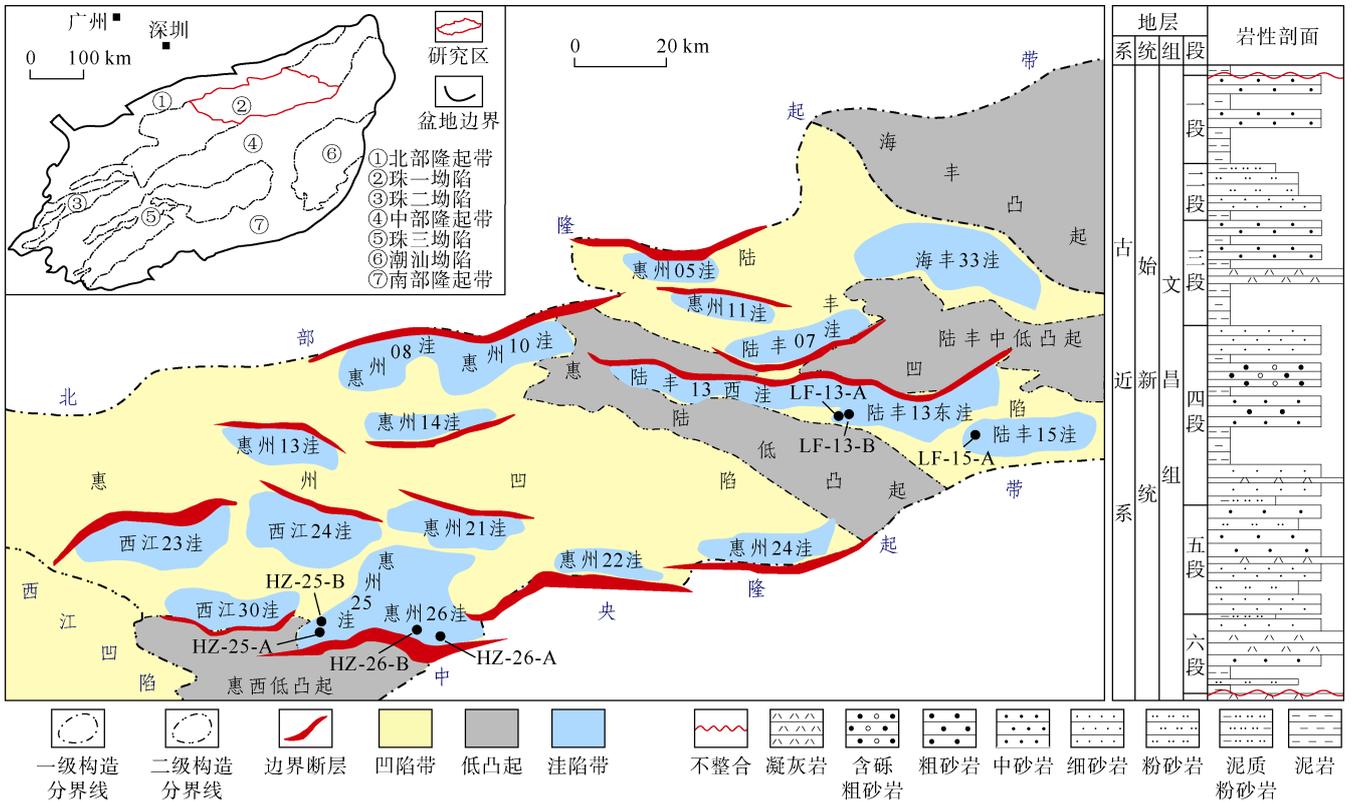


图1 珠江口盆地惠州凹陷与陆丰凹陷文昌组沉积期注陷划分图及地层综合柱状图^[14-15]

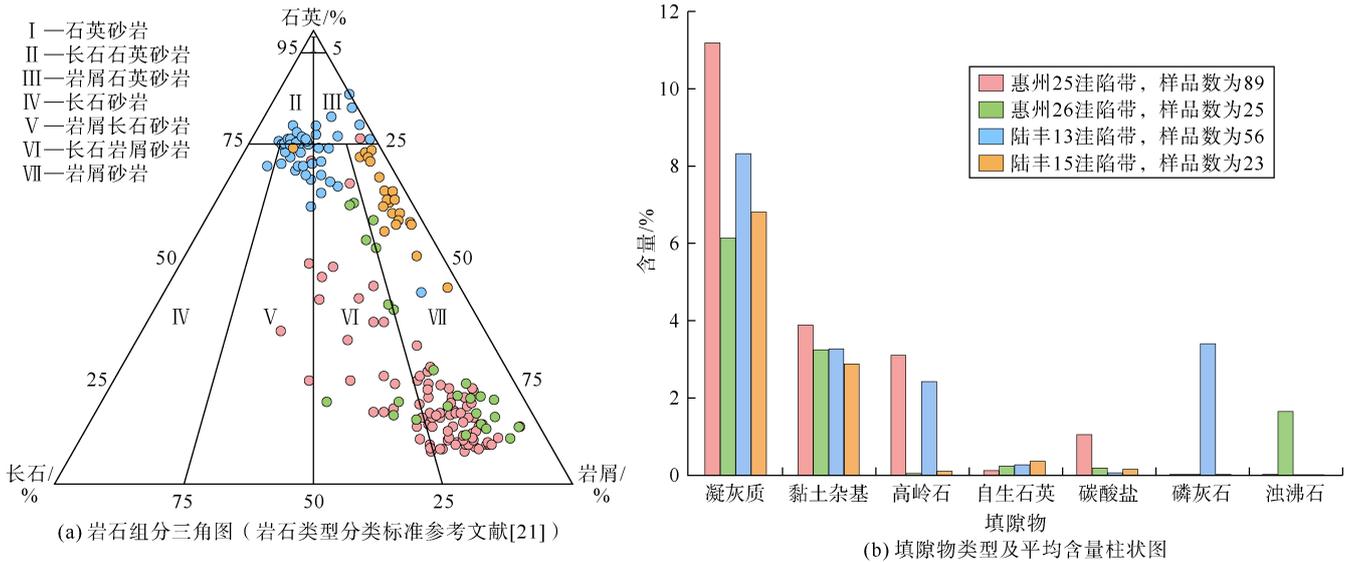


图2 研究区文昌组岩石组分三角图与填隙物类型及平均含量柱状图

钾长石为主。而陆丰凹陷文昌组砂岩主要受中生代沉积物源的影响^[22-23], 整体以高石英含量、低长石和岩屑含量的长石石英砂岩、岩屑长石砂岩、岩屑石英砂岩和岩屑砂岩为主(见图 2a), 其岩屑类型以石英岩和喷出岩岩屑为主, 长石以钾长石为主。

3.2 填隙物

据铸体薄片和矿物 X 射线衍射黏土分析统计, 惠州 25 注陷带以凝灰质杂基为主, 平均为 11.19%, 黏土

杂基含量平均为 3.88%, 胶结物以自生高岭石和碳酸盐胶结物为主, 含少量自生石英(见图 2b)。惠州 26 注陷带凝灰质杂基含量相对较低, 平均为 6.13%, 黏土杂基含量平均为 3.24%, 胶结物以浊沸石为主, 可见少量自生石英及碳酸盐胶结物(见图 2b)。陆丰 13 注陷带凝灰质杂基平均含量为 8.33%, 黏土杂基含量平均为 3.27%(见图 2b)。其中, LF-13-A 井中凝灰质杂基含量相对较高, 自生高岭石、磷灰石及自生石英发育,

LF-13-B井中填隙物含量整体偏低，以自生石英为主；陆丰15洼陷带以凝灰质杂基为主，平均含量为6.79%，黏土杂基平均为2.88%，自生石英相对发育，其他类型胶结物含量较低（见图2b）。

3.3 凝灰质类型与特征

与黏土杂基相比，凝灰质杂基粒度更细且往往呈不规则团块状，正交光下无明显光性（见图3a、图3b）。研究区未发生明显溶蚀的凝灰质杂基相对致密，仅可见孔径小于1 μm的微孔隙（见图3c）。其中，惠州25洼陷带未蚀变凝灰质呈玻璃质，部分凝灰质受成岩流体改造发生蚀变（见图3a、图3b），单偏光下呈棕黄色，在正交光下具有蚀变产物的光性特征（见图3b）。

惠州26洼陷带未蚀变凝灰质同样呈玻璃质，但伴随铁质矿物沉淀（见图3d）。陆丰15洼陷带与陆丰13洼陷带的未蚀变凝灰质具有相似特征，且易沿凝灰质溶蚀孔边缘发生蚀变（见图3e—图3h）。仅通过显微特征观察难以准确划分凝灰质类型，因此挑选各洼陷带中未发生明显溶蚀的凝灰质，对比其元素组成，并综合利用TAS判别图版和不活跃微量元素比值（Zr/TiO₂和Nb/Y）划分凝灰质类型^[24-27]（见图4）。共获得了主量元素数据54个，微量元素数据33个（见表1）。

惠州25洼陷带凝灰质主要分布于指示酸性岩浆来

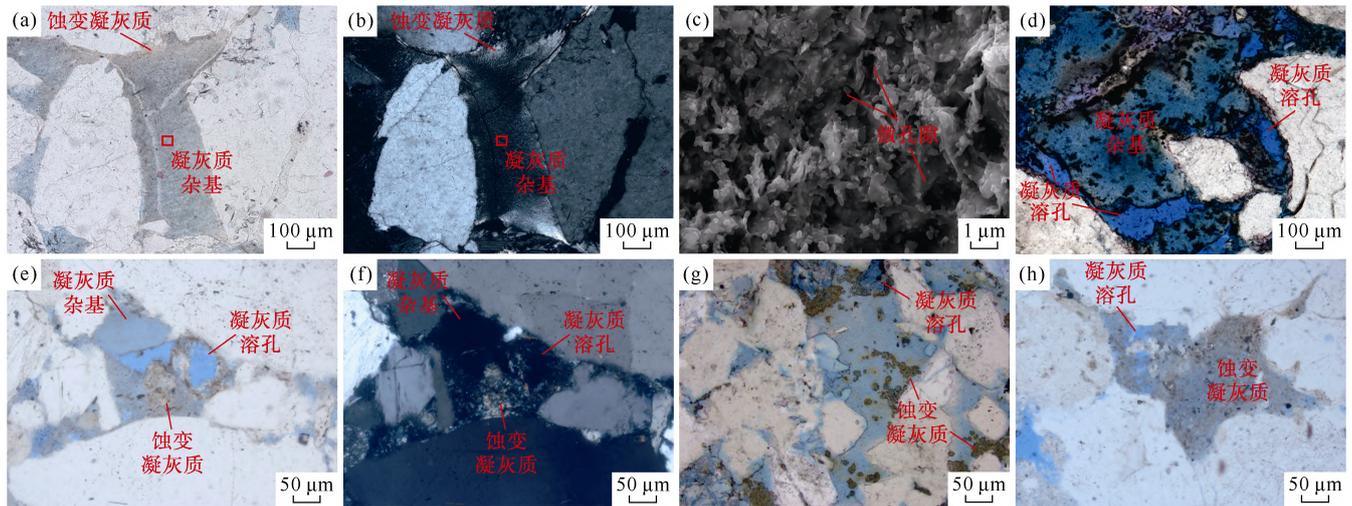
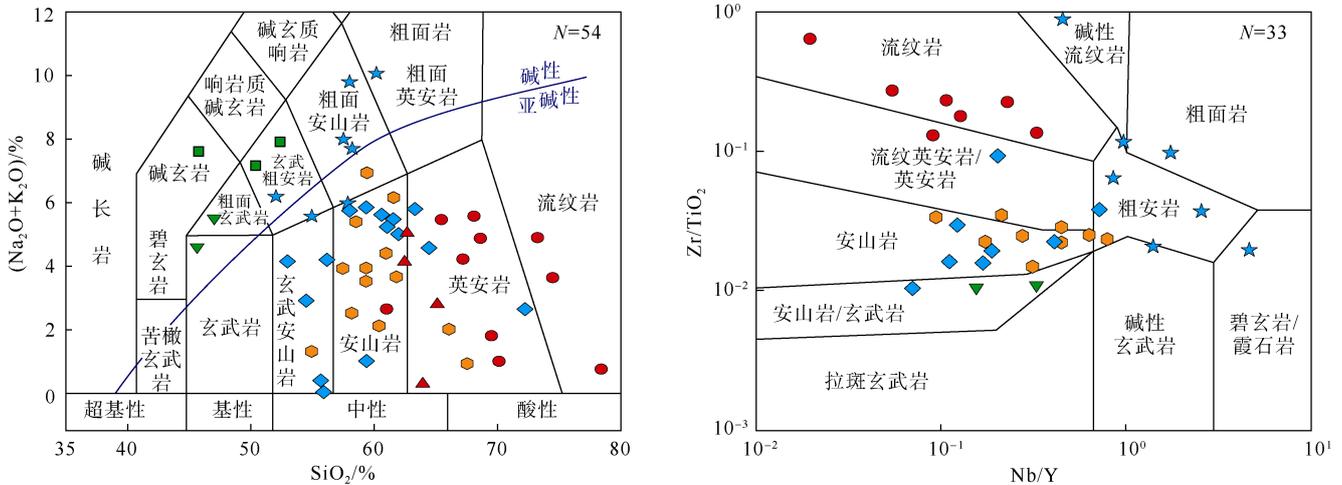


图3 研究区文昌组凝灰质杂基微观特征
 (a) HZ-25-B井, 3 775.52 m, 文六段, 粒间凝灰质杂基, 单偏光; (b) HZ-25-B井, 3 775.52 m, 文六段, 凝灰质杂基正交光下不发光, 正交光; (c) 图a、图b中红框处扫描电镜下特征, 未蚀变凝灰质微孔隙孔径小, 扫描电镜; (d) HZ-26-A井, 3 531.00 m, 文四段, 凝灰质杂基边缘发生溶蚀, 表面铁质浸染, 单偏光; (e) LF-13-B井, 3 455.30 m, 文三段, 蚀变凝灰质呈棕褐色, 单偏光; (f) LF-13-B井, 3 455.30 m, 文三段, 蚀变凝灰质正交光下具有光性特征, 正交光; (g) LF-13-A井, 3 413.00 m, 文三段, 蚀变凝灰质星散分布, 单偏光; (h) LF-15-A井, 3 645.40 m, 文四段, 凝灰质溶孔附近, 凝灰质发生蚀变, 单偏光

图3 研究区文昌组凝灰质杂基微观特征



(a) 凝灰质TAS分类图版（分类标准引自文献[26]） (b) 凝灰质Zr/TiO₂和Nb/Y比值分类图版（分类标准引自文献[27]）

▲HZ-25-A井 ▼HZ-26-A井 ★LF-13-A井 ●LF-15-A井 ●HZ-25-B井 ■HZ-26-B井 ◆LF-13-B井

图4 研究区文昌组凝灰质杂基类型划分

表1 研究区文昌组未蚀变凝灰质的主量元素与稀土元素组成

| 样品信息 | 惠州 25 洼陷带 | | | 惠州 26 洼陷带 | | | 陆丰 13、陆丰 15 洼陷带 | | | 陆丰 13 洼陷带 | | |
|--------------------------------|-----------|-------|-----|-----------|--------|-----|-----------------|-------|-----|-----------|-------|-----|
| | 平均值/% | 中值/% | 样品数 | 平均值/% | 中值/% | 样品数 | 平均值/% | 中值/% | 样品数 | 平均值/% | 中值/% | 样品数 |
| SiO ₂ | 67.93 | 68.07 | 14 | 48.29 | 47.33 | 5 | 59.02 | 59.38 | 30 | 57.16 | 57.97 | 5 |
| Al ₂ O ₃ | 21.45 | 23.60 | 14 | 16.68 | 15.98 | 5 | 18.28 | 19.16 | 30 | 13.59 | 14.03 | 5 |
| Na ₂ O | 0.27 | 0.23 | 14 | 3.48 | 4.07 | 5 | 0.73 | 0.11 | 30 | 8.08 | 7.40 | 5 |
| MgO | 1.02 | 0.70 | 14 | 1.43 | 1.69 | 5 | 1.05 | 0.84 | 30 | 1.61 | 1.59 | 5 |
| K ₂ O | 3.11 | 2.67 | 14 | 2.99 | 2.92 | 5 | 3.03 | 3.51 | 30 | 0.31 | 0.25 | 5 |
| CaO | 0.23 | 0.21 | 14 | 0.36 | 0.19 | 5 | 0.24 | 0.10 | 30 | 3.25 | 3.07 | 5 |
| TiO ₂ | 0.10 | 0.04 | 14 | 0.12 | 0 | 5 | 0.09 | 0.06 | 30 | 0.01 | 0.01 | 5 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0 | 14 | 0.03 | 0.01 | 5 | 0.01 | 0.01 | 30 | 0 | 0 | 5 |
| MnO | 0.02 | 0.01 | 14 | 0.02 | 0.02 | 5 | 0.09 | 0.02 | 30 | 0.02 | 0.03 | 5 |
| FeO | 1.48 | 0.88 | 14 | 1.36 | 1.20 | 5 | 2.58 | 1.01 | 30 | 2.58 | 2.82 | 5 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.03 | 14 | 0.01 | 0.02 | 5 | 0.03 | 0.03 | 30 | 8.13 | 7.40 | 5 |
| La | 20.88 | 17.76 | 7 | 10.00 | 10.00 | 2 | 4.98 | 2.92 | 17 | 3.34 | 3.53 | 7 |
| Ce | 39.04 | 32.26 | 7 | 18.45 | 18.45 | 2 | 9.92 | 6.35 | 17 | 4.20 | 3.85 | 7 |
| Pr | 4.11 | 3.61 | 7 | 1.96 | 1.96 | 2 | 1.08 | 0.57 | 17 | 0.58 | 0.56 | 7 |
| Nd | 12.85 | 10.01 | 7 | 4.79 | 4.79 | 2 | 3.41 | 1.97 | 17 | 1.69 | 1.72 | 7 |
| Sm | 1.68 | 1.58 | 7 | 1.64 | 1.64 | 2 | 1.21 | 0.81 | 17 | 1.24 | 1.26 | 7 |
| Eu | 0.25 | 0.22 | 7 | 0.17 | 0.17 | 2 | 0.14 | 0.09 | 17 | 0.33 | 0.23 | 7 |
| Gd | 0.97 | 0.83 | 7 | 0.71 | 0.71 | 2 | 0.70 | 0.61 | 17 | 0.80 | 0.58 | 7 |
| Tb | 0.12 | 0.11 | 7 | 0.02 | 0.02 | 2 | 0.06 | 0.05 | 17 | 0.05 | 0.05 | 7 |
| Dy | 0.65 | 0.60 | 7 | 0.13 | 0.13 | 2 | 0.25 | 0.22 | 17 | 0.22 | 0.21 | 7 |
| Ho | 0.13 | 0.12 | 7 | 0.03 | 0.03 | 2 | 0.05 | 0.05 | 17 | 0.05 | 0.04 | 7 |
| Er | 0.38 | 0.31 | 7 | 0.10 | 0.10 | 2 | 0.16 | 0.15 | 17 | 0.18 | 0.16 | 7 |
| Tm | 0.06 | 0.05 | 7 | 0.03 | 0.03 | 2 | 0.02 | 0.02 | 17 | 0.02 | 0.02 | 7 |
| Yb | 0.40 | 0.31 | 7 | 0.10 | 0.10 | 2 | 0.12 | 0.10 | 17 | 0.16 | 0.13 | 7 |
| Lu | 0.07 | 0.06 | 7 | 0.04 | 0.04 | 2 | 0.02 | 0.01 | 17 | 0.02 | 0.02 | 7 |
| Σ REE | 81.60 | 67.77 | 7 | 36.73 | 36.73 | 2 | 21.32 | 13.33 | 17 | 11.08 | 11.05 | 7 |
| LREE/HREE | 94.24 | 76.85 | 7 | 126.57 | 126.57 | 2 | 48.29 | 35.53 | 17 | 25.04 | 20.79 | 7 |
| Eu/Eu* | 0.92 | 0.91 | 7 | 0.91 | 0.91 | 2 | 0.85 | 0.81 | 17 | 0.88 | 0.85 | 7 |

源的流纹岩-流纹英安岩区域^[25] (见图 4), 具有高硅低碱质的酸性特征^[25], SiO₂ 含量平均为 67.93%, (Na₂O+K₂O) 含量平均为 3.38%, 相对富钾 (见表 1)。而惠州 26 洼陷带凝灰质主要分布于指示基性岩浆来源的粗安岩-粗面岩区域^[25] (见图 4), 具有低硅高碱质的基性特征, SiO₂ 含量平均为 48.29%, (Na₂O+K₂O) 含量平均为 6.47%, 相对富钠 (见表 1)。陆丰 15 洼陷带和陆丰 13 洼陷带的凝灰质样品主要分布于指示中性岩浆来源的安山岩-玄武安山岩区域 (见图 4), SiO₂ 含量平均为 59.02%, (Na₂O+K₂O) 含量平均为 3.76%, 相对富钾 (见表 1)。而陆丰 13 洼陷带的 LF-13-A 井部分凝灰质样品分布于偏碱性的粗面安山岩和玄武粗安岩区域 (见图 4), SiO₂ 含量平均为 57.16%, (Na₂O+K₂O) 含量平均为 8.39%, 相对富钠, 还具有较高的 CaO 和 P₂O₅ 含量, 平均含量分别为 3.25% 和 8.13% (见表 1), 指示其为碱性岩浆来源^[24]。

4 凝灰质溶蚀作用

4.1 凝灰质溶蚀成孔

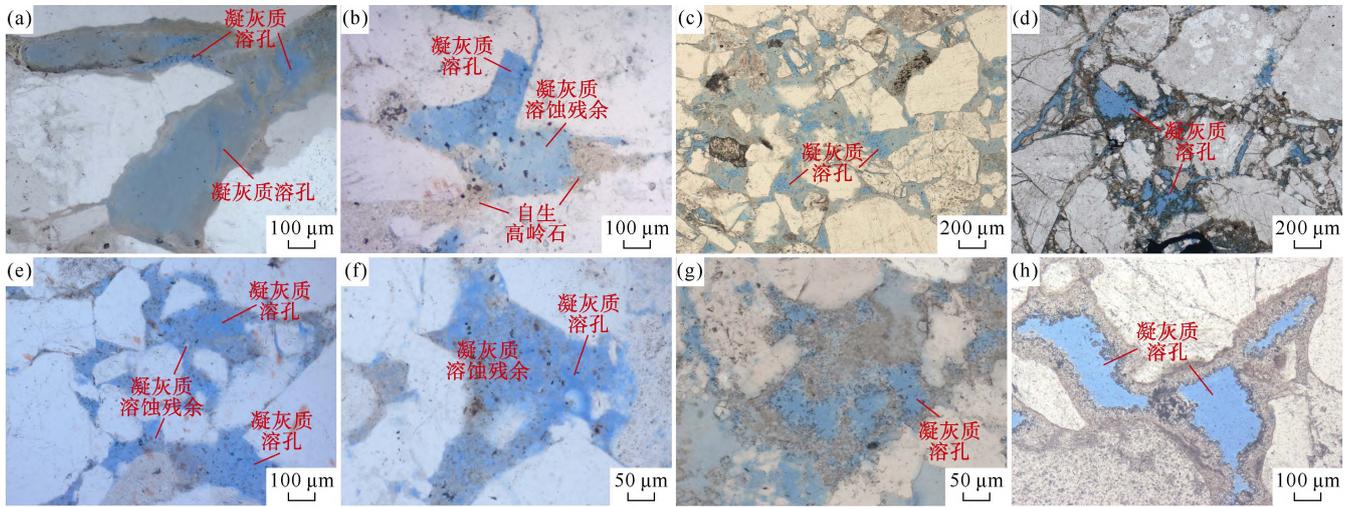
惠州凹陷和陆丰凹陷文昌组砂岩储集层整体处于中成岩 A1 期—中成岩 A2 期, 以酸性溶蚀作用为主^[9, 13, 28]。前人研究证明, 珠一坳陷始新统在沉积初期均经历不同程度的抬升剥蚀作用^[13-14, 18], 是大气淡水溶蚀的主要时期。同时由于火山喷发强烈, 大气中二氧化碳浓

度相对较高^[29], 为文昌组储集层中凝灰质的溶蚀提供了稳定的酸性流体。此后, 始新世进入持续深埋阶段, 酸性大气水的下渗深度有限, 不再作用于储集层产生溶蚀作用^[13]。随着埋藏深度与温度的增加, 干酪根热演化生成的有机酸及有机酸脱羧形成的 CO₂ 进入储集层, 为凝灰质杂基的溶蚀提供了酸性流体来源^[13, 30]。镜下微观特征表明, 惠州 25 洼陷带的酸性凝灰质溶孔相对较少, 以沿颗粒边缘或凝灰质微裂缝的溶蚀扩大为主 (见图 5a), 难以产生大规模有效连通的粒间溶孔, 且凝灰质溶孔附近常发生凝灰质的蚀变 (见图 5b)。HZ26 洼陷带的基性凝灰质溶蚀强度相对较高, 粒间凝灰质溶孔相对发育, 溶孔中凝灰质溶蚀残余相对较少 (见图 5c、图 5d), 而陆丰 15 洼陷带和 LF-13-B 井中的中性凝灰质溶孔中具有大量凝灰质溶蚀残余 (见图 5e、图 5f)。LF-13-A 井中偏碱性的凝灰质可发生大规模溶蚀, 形成粒间溶孔, 溶孔边缘常伴随磷灰石的棒状或柱状晶体沉淀 (见图 5g、图 5h)。

4.2 凝灰质蚀变产物特征

4.2.1 自生黏土矿物

自生黏土矿物与凝灰质溶蚀关系密切, 以惠州 25 洼陷带中的自生高岭石为例, 凝灰质溶蚀成因高岭石晶形普遍较小 (直径小于 10 μm), 多生长于凝灰质与颗粒接触边缘 (见图 5b) 或呈团块状被凝灰质所包裹 (见图 6a、图 6b)。与长石溶蚀相伴生的高岭石相比,



(a) HZ-25-A 井, 3 605.00 m, 文六段, 酸性凝灰质溶孔, 单偏光; (b) HZ-25-B 井, 3 767.29 m, 文六段, 酸性凝灰质沿颗粒边缘发生溶蚀, 沉淀自生高岭石, 单偏光; (c) HZ-26-A 井, 3 503.50 m, 文四段, 基性凝灰质溶孔发育, 单偏光; (d) HZ-26-B 井, 3 770.00 m, 文四段, 基性凝灰质溶蚀孔中较少溶蚀残余, 单偏光; (e) LF-13-B 井, 3 470.00 m, 文三段, 碱性凝灰质溶蚀孔发育, 溶孔边缘沉淀磷灰石, 单偏光; (f) LF-13-B 井, 3 470.00 m, 文三段, 碱性凝灰质溶蚀孔发育, 溶孔边缘沉淀磷灰石, 单偏光; (g) LF-13-A 井, 3 413.00 m, 文三段, 碱性凝灰质溶蚀孔发育, 溶孔边缘沉淀磷灰石, 单偏光; (h) LF-13-A 井, 3 451.50 m, 文三段, 碱性凝灰质溶蚀孔发育, 溶孔边缘沉淀磷灰石, 单偏光

图5 研究区文昌组不同类型凝灰质的溶蚀成孔特征

其晶间孔因被凝灰质充填而不发育(见图6b)。此外,凝灰质溶蚀成因高岭石与凝灰质溶蚀残余有类似的稀土元素配分模式(见图7a),均具有Eu弱负异常特征(见表1),Eu/Eu*平均值为0.92,而与长石颗粒或长石溶孔附近的自生高岭石不具有同源性(见图7b)。绿泥石则多与基性凝灰质相伴生^[5],集中发育于HZ26注陷带,且常伴随自生石英微晶沉淀(见图6c)。伊利石在各注陷带内均有发育,生长于凝灰质溶蚀粒间孔附近,可见粒间凝灰质沿颗粒接触边缘发生伊利石化(见图6d、图6e),且早期沉淀的自生高岭石、绿泥石等,也可向伊利石转化^[31](见图6c、图6f)。

4.2.2 自生石英

自生石英在文昌组储集层中普遍发育,不同类型凝灰质溶蚀均可沉淀自生石英,依据产状不同可分为微晶石英颗粒和石英加大2类(见图6g、图6h)。其中,自生石英加大常充填凝灰质溶孔或附近的粒间孔(见图6g),厚度多为10~80 μm,最厚可达200 μm。微晶石英颗粒生长方向随机、长短不一,常呈带尖顶的柱状晶体(见图6h)。与石英颗粒相比,充填凝灰质溶孔的微晶石英颗粒或石英加大均相对富集Al和Fe等主量元素(见图8a)。此外,自生石英中仍含有一定量的轻稀土元素(见图8b),稀土元素均表现出Eu弱负异常(见表1),而与长石颗粒存在区别(见图7b),证明其更可能为粒间凝灰质溶蚀副产物^[32-33]。

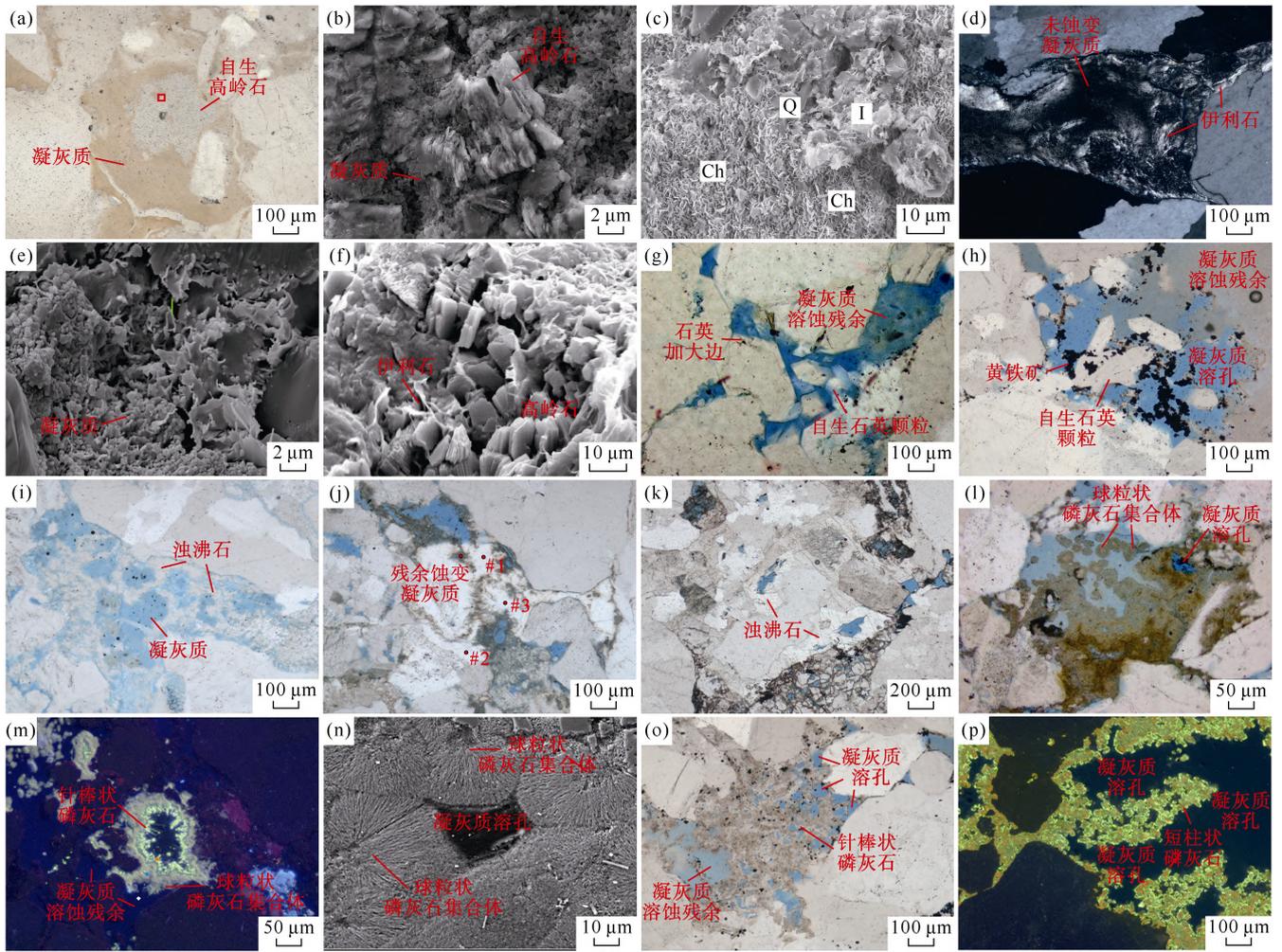
4.2.3 浊沸石

前人研究表明,沸石的沉淀与原始物质组成有关,并受到孔隙水化学性质等因素的控制^[5, 34-35]。研究区浊

沸石集中发育于惠州26注陷带,且与粒间基性凝灰质的溶蚀相关。可见浊沸石呈板状和条状晶体以半充填或全充填的方式生长于凝灰质成岩收缩缝中(见图6i)。也可见粒间基性凝灰质的强烈溶蚀,浊沸石呈连生状晶体充填粒间凝灰质溶孔,浊沸石晶体内部或边缘有凝灰质未完全蚀变的残余(见图6j)。此外,浊沸石也可发生不同程度的溶蚀,溶孔发育(见图6k)。粒间浊沸石与凝灰质溶蚀残余的主量元素相比,SiO₂与CaO含量更高,而Al₂O₃和K₂O含量略低于蚀变凝灰质(见图9)。此外,与惠州26注陷带未发生明显蚀变的凝灰质相比,浊沸石包裹的凝灰质溶蚀残余CaO含量相对较低(见图9),因此可能存在基性凝灰质的溶蚀,并向浊沸石提供部分钙质^[5, 25]。

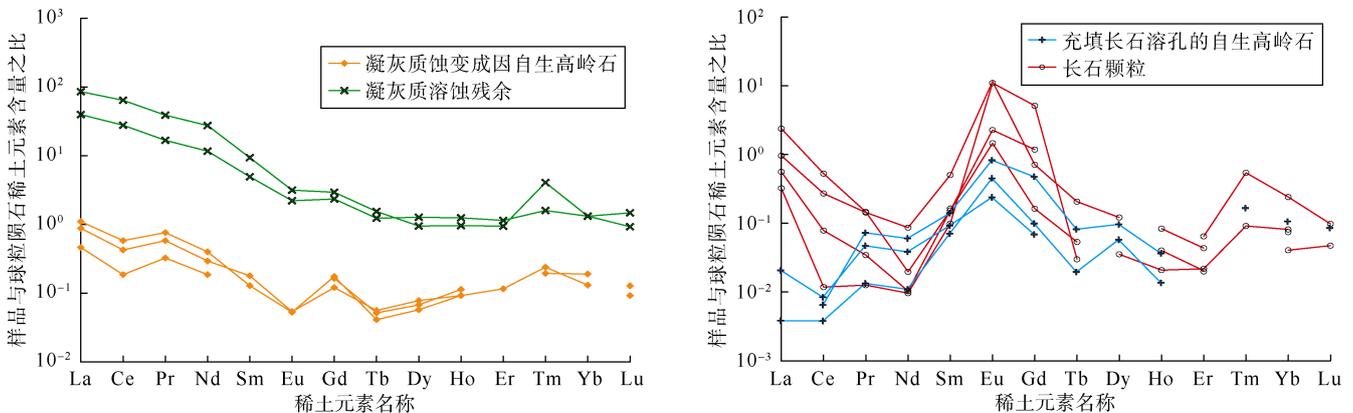
4.2.4 磷灰石

磷灰石是LF-13-A井文昌组储集层中独有的自生矿物,依据其显微形态及阴极发光特征,可划分为球粒状集合体和针棒状、板柱状的两期磷灰石(见图6l—图6p)。早期磷灰石呈球粒状星散分布于碱性凝灰质中(见图6l),或沿颗粒边缘及凝灰质溶孔生长,阴极发光下呈黄褐色(见图6m)。扫描电镜下可见球粒状磷灰石集合体由具有相同生长核心的纤维针状磷灰石单晶组成,沿核心呈放射状向外生长(见图6n)。在球粒状磷灰石外边缘可见晚期针棒状磷灰石沿溶孔边缘生长,具有荧光绿色的阴极发光特征(见图6m)。部分深度段粒间凝灰质溶蚀作用较强,早期球粒状磷灰石不发育,粒间以晶形相对较好的针棒状或板柱状磷灰石为主(见图6o、图6p),磷灰石晶间孔中充填黄铁



(a) HZ-25-A 井, 3 527.30 m, 文五段, 酸性凝灰质蚀变为自生高岭石, 单偏光; (b) 图 a 方框处扫描电镜特征, 自生高岭石晶形差, 凝灰质充填晶间孔, 扫描电镜; (c) HZ-26-A 井, 3 415.20 m, 文四段, 基性凝灰质绿泥石化, 局部发生伊利石化, 见自生石英沉淀, 扫描电镜; (d) HZ-25-B 井, 3 777.13 m, 文六段, 酸性凝灰质沿颗粒边缘及微裂缝蚀变为伊利石, 正交光; (e) LF-15-A 井, 3 710.90 m, 文四段, 中性凝灰质发生伊利石化, 扫描电镜; (f) LF-15-A 井, 3 645.40 m, 文四段, 自生高岭石发生伊利石化, 扫描电镜; (g) LF-13-B 井, 3 484.00 m, 文三段, 中性凝灰质发生溶蚀, 自生石英充填溶孔, 单偏光; (h) LF-13-A 井, 3 455.00 m, 文三段, 自生石英颗粒充填凝灰质溶孔, 单偏光; (i) HZ-26-B 井, 3 791.00 m, 文四段; (j) HZ-26-B 井, 3 816.50 m, 文四段, 浊沸石充填基性凝灰质溶孔, 具有凝灰质溶蚀残余, 单偏光; (k) HZ-26-B 井, 3 798.00 m, 文四段, 浊沸石粒内溶孔发育, 单偏光; (l) LF-13-A 井, 3 413.00 m, 文三段, 碱性凝灰质蚀变为磷灰石, 呈球粒状沿颗粒边缘或溶孔发育, 单偏光; (m) LF-13-A 井, 3 413.00 m, 文三段, 早期磷灰石阴极发光下呈黄褐色, 晚期磷灰石阴极发光下呈荧光绿色, 阴极发光; (n) LF-13-A 井, 3 413.00 m, 文三段, 球粒状磷灰石集合体, 扫描电镜; (o) LF-13-A 井, 3 430.60 m, 文三段, 粒间针棒状磷灰石充填溶孔, 晶间孔中充填黄铁矿, 单偏光; (p) LF-13-A 井, 3 451.50 m, 文三段, 短柱状磷灰石内部呈橘红色, 边缘呈荧光绿色的阴极发光, 阴极发光

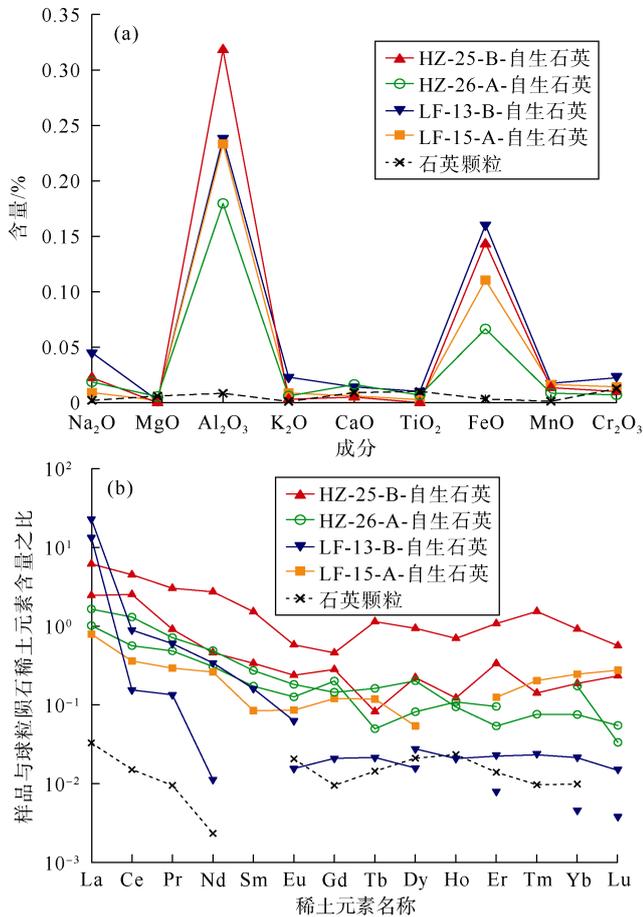
图 6 研究区文昌组凝灰质蚀变产物的微观特征



(a) 凝灰质蚀变成因高岭石和凝灰质溶蚀残余的稀土元素配分模式图

(b) 充填长石溶孔的高岭石和长石颗粒稀土元素配分模式图

图 7 文昌组不同成因自生高岭石与长石、凝灰质溶蚀残余的稀土元素配分模式图



(a) 凝灰质蚀变成因自生石英除 Si 元素外的其他主要元素特征；
(b) 凝灰质蚀变成因自生石英的稀土元素配分模式图

图 8 文昌组凝灰质蚀变成因自生石英的元素地球化学特征

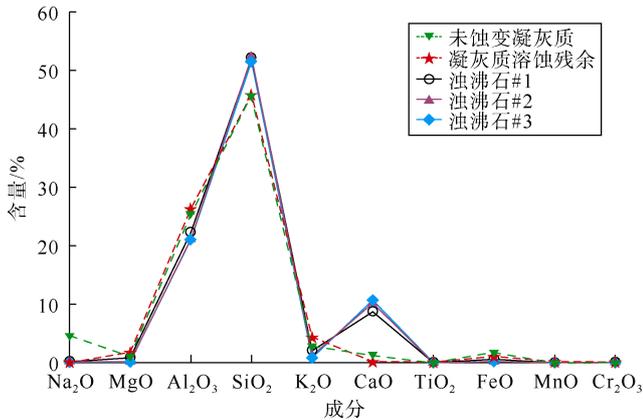


图 9 文昌组凝灰质蚀变成因因浊沸石主要元素特征
(样品点位见图 6j)

矿颗粒。主元素分析表明，粒间残余凝灰质中 Ca 和 P 元素含量低于未蚀变的碱性凝灰质(见图 10、表 1)，表明碱性凝灰质的溶蚀能够为磷灰石的沉淀提供物质基础。此外，磷灰石中 F 元素含量也是划分期次的重要指标^[36]，早期球粒状磷灰石 F 元素含量相对较低，平均含量仅为 1.08%，而晚期针棒状磷灰石和板柱状磷灰

石 F 含量分别为 5.68%和 5.34%(见图 10)。部分柱状磷灰石晶体中不发育核心或核心边缘不规则，也可证明早期磷灰石发生了不同强度的溶蚀作用^[37](见图 6p)。

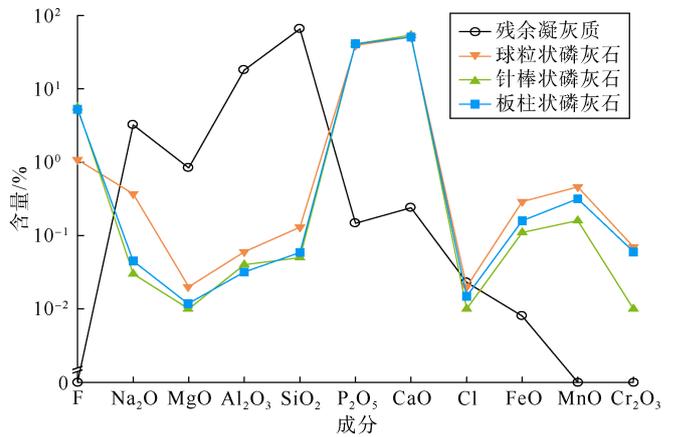


图 10 研究区文昌组凝灰质蚀变成因磷灰石主元素特征

4.3 凝灰质溶蚀量与蚀变产物含量

为定量表征研究区文昌组中凝灰质溶蚀量与蚀变产物含量的关系，利用图像分析软件，采用面积分数法定量统计了不同类型凝灰质的溶蚀量、溶孔面孔率及蚀变成因的自生高岭石、自生石英、浊沸石和磷灰石含量(见图 11)。由于绿泥石和自生伊利石通常以黏土包壳或交代凝灰质溶蚀残余的方式产出，难以统计其含量，故未单独讨论。随着酸性凝灰质溶蚀量的增加，自生高岭石含量呈线性增加，导致凝灰质溶孔含量普遍小于 2%，且仅在高岭石含量相对低值处溶孔面孔率相对较高(见图 11a)。当碱性凝灰质溶蚀量小于 4%时，自生矿物含量相对较低，溶蚀粒间孔发育。随着碱性凝灰质溶蚀量的增加，浊沸石含量与碱性凝灰质的溶蚀量呈正相关关系，但由于浊沸石的溶蚀，导致部分凝灰质溶蚀量高值区浊沸石含量降低(见图 11b)。中性凝灰质溶蚀产物以自生石英为主，自生石英未完全充填粒间孔，因而凝灰质溶蚀孔与凝灰质溶蚀量呈良好的线性正相关(见图 11c)。磷灰石的含量与碱性凝灰质的溶蚀量呈正相关关系，部分磷灰石沿凝灰质溶蚀孔边缘大量沉淀，导致凝灰质溶蚀量高值区凝灰质溶蚀孔与磷灰石含量显著升高(见图 11d)。

5 凝灰质溶蚀演化及成储效应

5.1 凝灰质溶蚀演化路径

受控于凝灰质类型及其化学性质，凝灰质的溶蚀程度及蚀变产物组合发生分异^[5,9]。结合研究区储集层成岩演化过程，建立了不同类型凝灰质的溶蚀演化路

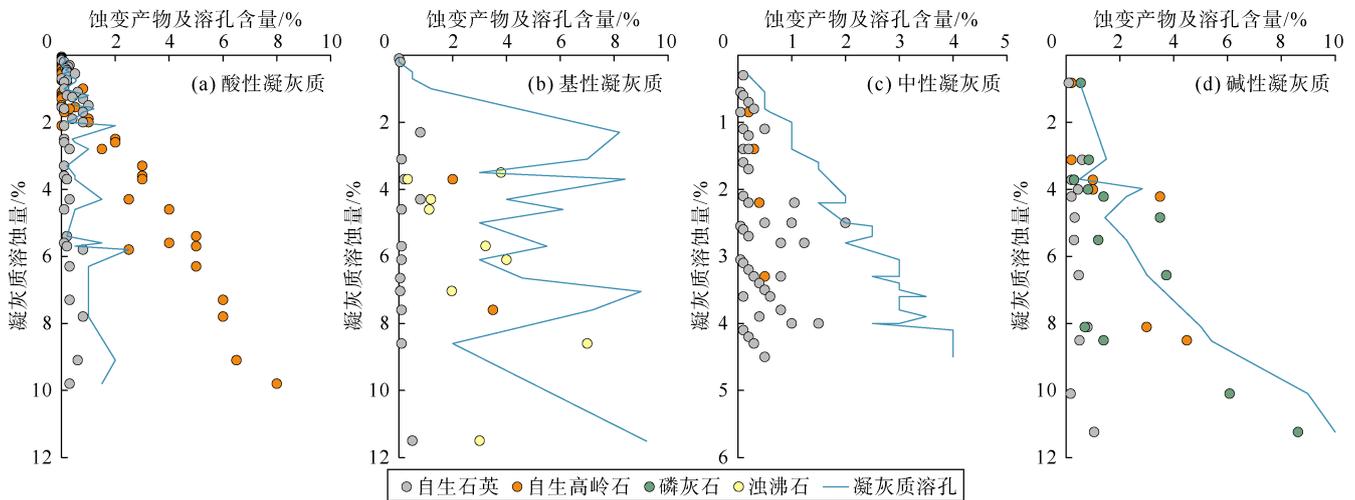


图 11 凝灰质蚀变量与蚀变产物及凝灰质溶孔含量关系图

径(见图 12)。其中,酸性凝灰质溶蚀程度弱,以沿凝灰质脱水收缩缝及颗粒边缘的溶蚀扩大为主(见图 3a、图 5a),凝灰质溶蚀粒间孔相对孤立(见图 5a)。凝灰质在溶蚀过程中易形成高岭石团块^[5](见图 6a、图 6b、图 12)和自生微晶石英^[5, 33],随着埋深的增加,粒间残余凝灰质将发生伊利石化(见图 6d、图 12)。基性凝灰质更易形成粒间凝灰质溶孔^[5, 9, 25](见图 5c、图 5d),伴随凝灰质的溶蚀,残余凝灰质蚀变为绿泥石等矿物,并伴随自生石英微晶的沉淀(见图 6c、图 12)。此外,也可见板状或条状浊沸石充填凝灰质溶孔(见图 6i),或呈孔隙式致密胶结(见图 6j、图 12)。随着埋藏深度及温度的增加,浊沸石等不稳定矿物发生溶蚀而形成次生孔隙^[4, 34](见图 6k、图 12),绿泥石和粒间凝灰质溶蚀残余也将发生伊利石化(见图 6e)。中性凝灰质溶蚀演化路径与酸性凝灰质溶蚀演化路径类似(见图 12),但溶蚀作用更强,蚀变产物含量较低,粒间凝灰质溶蚀孔相对发育(见图 5e—图 5f)。碱性凝灰质受酸性流体淋滤,产生溶蚀孔隙^[24, 37](见图 5g、图 5h),并释放 Ca、P 等强活动性元素,导致早期球粒状磷灰石沿碱性凝灰质溶孔边缘沉淀(见图 6m、图 6o、图 12),并伴随自生石英的沉淀(见图 6h)。随着流体的持续作用,粒间凝灰质溶孔发生溶蚀扩大,早期磷灰石发生溶蚀^[37],并在凝灰质溶孔边缘沉淀针棒状的晚期磷灰石晶体(见图 6m、图 12)。部分层段碱性凝灰质表现为强溶蚀作用,颗粒边缘残存的凝灰质发生强烈蚀变作用,沉淀晚期短柱状的磷灰石晶体(见图 6p)。

5.2 凝灰质溶蚀的储集层物性响应

依据不同类型凝灰质溶蚀演化路径,可以将凝灰质的溶蚀作用划分为 3 种类型,对储集层物性产生了差异性影响。

① I 类,凝灰质强蚀变,蚀变产物难溶蚀。以惠州 25 洼陷带酸性凝灰质为代表,储集层中酸性凝灰质难以发生大面积溶蚀产生有效连通的溶蚀粒间孔^[5](见图 5a、图 5b)。随着储集层中凝灰质溶蚀量的增加,大量自生高岭石近原地堆积沉淀(见图 11a),凝灰质溶孔转化为高岭石晶间孔,并在埋藏演化中遭受压实破坏(见图 6a、图 6b),导致储集层物性非但不能得到提高,还不利于后续酸性流体的溶蚀改造^[5, 31]。此外,蚀变成因高岭石难以再次发生溶蚀改造,而是发生伊利石化(见图 6d),进一步堵塞孔隙喉道^[31]。整体上,富含酸性凝灰质的储集层中,凝灰质的溶蚀作用以强蚀变作用为主,蚀变产物的大量沉淀并不利于储集层物性的提高。

② II 类,凝灰质强溶蚀,残余凝灰质强蚀变。以 LF-13-B 井和 LF-15-A 井的中性凝灰质为例,中性凝灰质受酸性流体的影响发生溶蚀而形成粒间溶孔^[5](见图 3c、图 5e)。储集层中溶蚀副产物以自生石英为主,且自生石英面孔率普遍较低(见图 6g、图 11c),仍可保留大量溶蚀粒间孔。但由于凝灰质的不完全溶蚀,部分溶蚀粒间孔中有凝灰质溶蚀残余(见图 5f、图 6g),并在成岩演化过程中发生伊利石化(见图 6e),导致孔隙喉连通性受阻。在 LF-13-A 井碱性凝灰质发育的储集层中,粒间凝灰质也同样发生强烈溶蚀作用,颗粒边缘沉淀短柱状磷灰石晶体(见图 5h、图 6p),部分粒间溶孔被针棒状磷灰石充填,磷灰石呈架状支撑(见图 5g、图 6o),仍可保留部分粒间溶孔,但不利于储集层渗透率的提高。因此,中性凝灰质和碱性凝灰质主导的凝灰质蚀变作用能够有效增孔,但难以提高储集层渗透率。

③ III 类,凝灰质强溶蚀、强蚀变,蚀变产物强溶

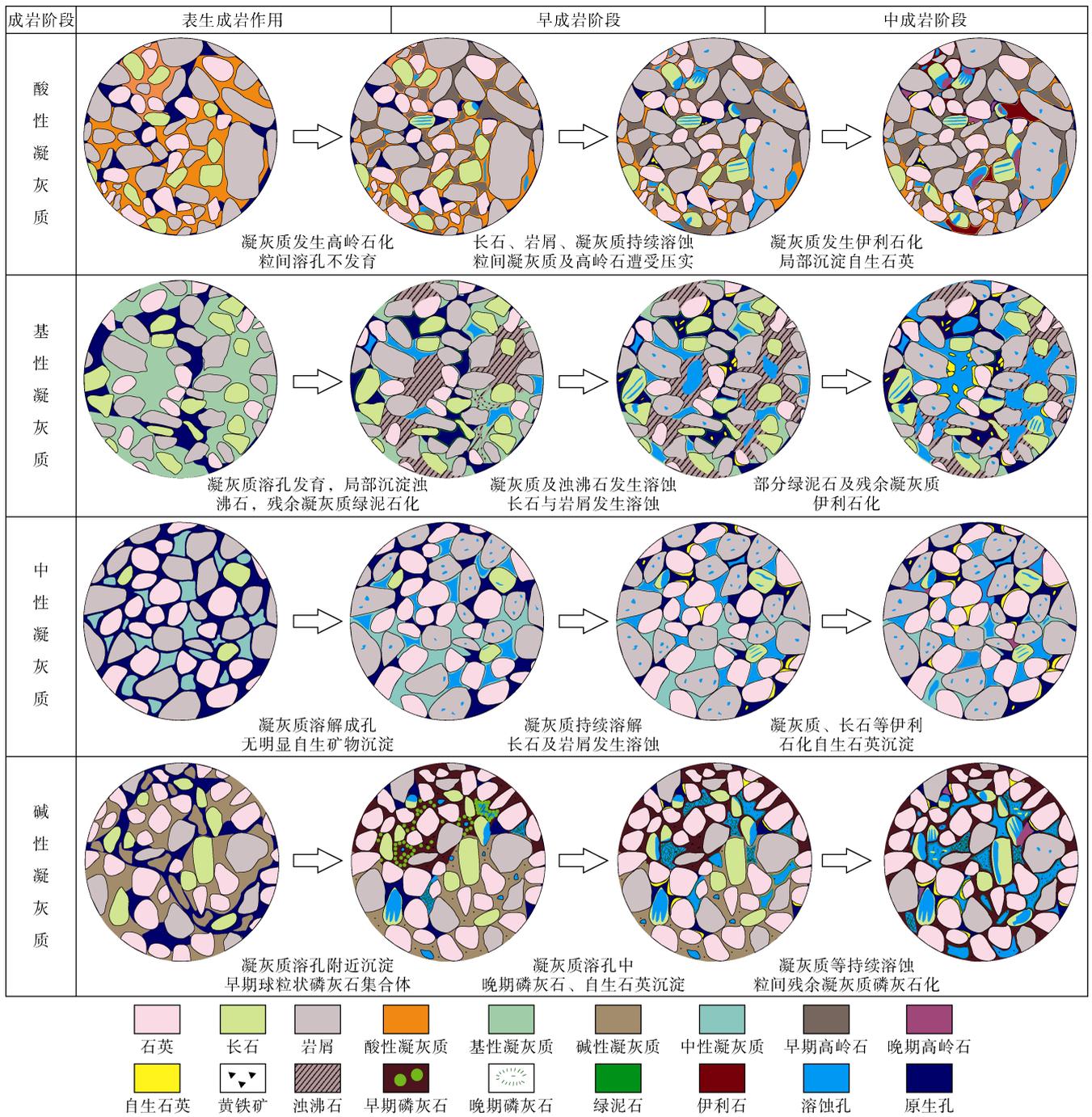


图 12 凝灰质的溶蚀演化模式图

蚀。以惠州 26 洼陷带的碱性凝灰质为例，储集层中凝灰质较易发生溶蚀，凝灰质溶孔发育（见图 5c—图 5d、图 11b），并伴随绿泥石、浊沸石等自生矿物的沉淀（见图 6c、图 6i—图 6k）。浊沸石的沉淀一定程度减缓了埋藏过程中的压实作用，且随着埋深的增加，酸性流体又能导致浊沸石发生溶蚀，形成不同规模的溶蚀粒间孔^[4, 34]（见图 9k）。碱性凝灰质的大规模溶蚀作用既能保留大量溶蚀粒间孔，蚀变产物也能再次发生溶蚀

改造，显著提升储集层的物性。

结合研究区文昌组砂岩储集层物性特征，以 III 类凝灰质溶蚀演化作用对储集层物性的改造最明显，主要发生于碱性凝灰质富集的惠州 26 洼陷带，平均孔隙度为 14.88%，平均渗透率为 $24.63 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ （见图 13、表 2）。储集层中凝灰质溶孔及浊沸石溶孔发育，孔喉连通性相对较好。其次为 II 类凝灰质溶蚀演化作用，集中发育于中性或碱性凝灰质富集的陆丰 13 洼陷带和

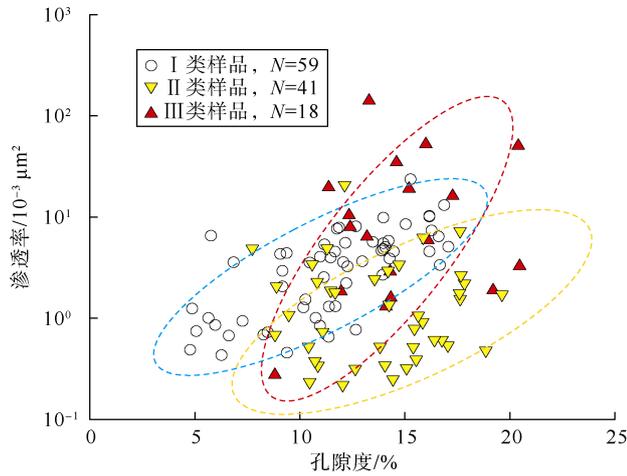


图 13 3类凝灰质溶蚀演化作用的孔隙度-渗透率关系图

LF15 注陷带, 平均孔隙度为 13.85%, 平均渗透率为 $2.69 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (见图 13、表 2)。粒间凝灰质溶蚀粒间孔发育, 且未被自生矿物大量充填, 能够有效连通粒间溶孔与原生孔, 提高储集性能。但发生蚀变的凝灰质溶蚀残余及自生石英、磷灰石等堵塞孔隙喉道, 使得这种凝灰质蚀变演化作用发育的储集层渗透率相对较低。而 I 类凝灰质溶蚀演化作用使储集层在埋藏演化过程中沉淀大量自生高岭石, 难以再溶蚀改造, 反而在埋藏压实过程中晶间孔遭受破坏, 此类凝灰质蚀变作用对储集层物性的改善效果并不理想, 平均孔隙度为 11.37%, 平均渗透率为 $4.13 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (见图 13、表 2)。

表 2 3类凝灰质溶蚀演化作用的储集层物性特征

| 溶蚀作用类型及蚀变演化路径 | 代表井 | 凝灰质类型 | 平均凝灰质溶蚀量/% | 平均孔隙度/% | 平均渗透率/ $10^{-3} \mu\text{m}^2$ | 主要孔隙类型 |
|-----------------------|------------------------|-------------|------------|---------|--------------------------------|---------------------------|
| I类, 凝灰质强溶蚀、蚀变产物难溶蚀 | HZ-25-A、HZ-25-B | 酸性凝灰质 | 3.07 | 11.37 | 4.13 | 凝灰质溶孔、黏土晶间微孔、少量长石粒内溶孔 |
| II类, 凝灰质强溶蚀, 残余凝灰质强溶蚀 | LF-13-A、LF13-B、LF-15-A | 中性凝灰质、碱性凝灰质 | 2.62 | 13.85 | 2.69 | 凝灰质溶孔、部分原生孔、黏土晶间微孔、磷灰石晶间孔 |
| III类, 凝灰质强溶蚀, 蚀变产物强溶蚀 | HZ-26-A、HZ-26-B | 基性凝灰质 | 4.86 | 14.88 | 24.63 | 凝灰质溶孔、浊沸石溶孔、原生孔、黏土矿物晶间孔 |

6 结论

惠州凹陷和陆丰凹陷文昌组砂岩储集层中主要发育酸性、中性、基性和碱性 4 类凝灰质杂基, 凝灰质类型决定其溶蚀成孔能力与蚀变产物类型, 是造成凝灰质差异溶蚀演化的根本原因。其中, 酸性凝灰质较难溶蚀成孔, 以蚀变为自生高岭石、伊利石为主; 中性凝灰质在埋藏过程中不稳定, 易形成溶孔, 常见自生石英沉淀, 粒间凝灰质溶蚀残余向黏土矿物转化; 基性凝灰质同样易形成溶蚀孔, 溶蚀残余发生绿泥石化, 部分层段基性凝灰质蚀变为浊沸石, 为晚期自生矿物的溶蚀提供物质基础; 碱性凝灰质则易于在凝灰质溶孔附近发生蚀变, 沉淀磷灰石, 并随着凝灰质溶孔的溶蚀扩大, 在溶孔边缘沉淀晶形更好的晚期自生磷灰石晶体。

依据各注陷带中不同类型凝灰质的溶蚀演化路径与蚀变产物的沉淀量, 可将凝灰质溶蚀作用划分为 3 类, 对储集层的物性影响也各不相同。以基性凝灰质为主的凝灰质强溶蚀, 蚀变产物强溶蚀型, 其演化路径对储集层物性的建设性意义最大, 储集空间以溶蚀粒间孔为主, 孔喉结构最好, 凝灰质溶蚀作用可有效提高储集层孔隙度与渗透率; 中性和碱性凝灰质主导的凝灰质强溶蚀, 残余凝灰质强蚀变型次之, 以溶蚀

粒间孔及原生孔为主, 但自生石英与伊利石、磷灰石等蚀变产物一定程度堵塞孔隙喉道, 凝灰质溶蚀作用整体表现出增孔降渗的储集层物性特征; 酸性凝灰质主导的凝灰质强溶蚀、蚀变产物难溶蚀型溶蚀演化路径, 以沉淀晶间孔不发育的自生高岭石为主, 不利于储集层物性的改善。

参考文献:

- [1] MARSAGLIA K M, BARONE M, CRITELLI S, et al. Petrography of volcanoclastic rocks in intra-arc volcano-bounded to fault-bounded basins of the Rosario segment of the Lower Cretaceous Alisitos oceanic arc, Baja California, Mexico[J]. Sedimentary Geology, 2016, 336: 138-146.
- [2] 彭浩, 尹成, 何青林, 等. 川西地区二叠系热碎屑流火山岩发育特征及其油气地质意义[J]. 石油勘探与开发, 2022, 49(1): 56-67. PENG Hao, YIN Cheng, HE Qinglin, et al. Development characteristics and petroleum geological significance of Permian pyroclastic flow volcanic rocks in Western Sichuan Basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2022, 49(1): 56-67.
- [3] 刘冉, 罗冰, 李亚, 等. 川西地区二叠系火山岩展布与茅口组岩溶古地貌关系及其油气勘探意义[J]. 石油勘探与开发, 2021, 48(3): 575-585. LIU Ran, LUO Bing, LI Ya, et al. Relationship between Permian volcanic rocks distribution and karst paleogeomorphology of Maokou Formation and its significance for petroleum exploration in western Sichuan Basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and

- Development, 2021, 48(3): 575-585.
- [4] 朱世发, 朱筱敏, 刘学超, 等. 油气储层火山物质蚀变产物及其对储集空间的影响: 以准噶尔盆地克-夏地区下二叠统为例[J]. 石油学报, 2014, 35(2): 276-285.
ZHU Shifa, ZHU Xiaomin, LIU Xuechao, et al. Alteration products of volcanic materials and their influence on reservoir space in hydrocarbon reservoirs: Evidence from Lower Permian strata in Ke-Xia region, Junggar Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2014, 35(2): 276-285.
- [5] 王宏语, 樊太亮, 肖莹莹, 等. 凝灰质成分对砂岩储集性能的影响[J]. 石油学报, 2010, 31(3): 432-439.
WANG Hongyu, FAN Tai liang, XIAO Yingying, et al. Effect of tuffaceous components on physical property of sandstone reservoir[J]. Acta Petrolei Sinica, 2010, 31(3): 432-439.
- [6] WEI W, ZHU X M, KAREM A, et al. Depositional and compositional controls on diagenesis of the mixed siliciclastic-volcanic sandstones: A case study of the Lower Cretaceous in Erennaoer Sag, Erlan Basin, NE China[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2020, 188:106855.
- [7] 王剑, 周路, 刘金, 等. 准噶尔盆地吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组酸碱交替成岩作用特征及对页岩储集层的影响[J]. 石油勘探与开发, 2020, 47(5): 898-912.
WANG Jian, ZHOU Lu, LIU Jin, et al. Acid-base alternation diagenesis and its influence on shale reservoirs in the Permian Lucaogou Formation, Jimusar Sag, Junggar Basin, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2020, 47(5): 898-912.
- [8] YAO W J, CHEN Z H, DONG X M, et al. Storage space, pore-throat structure of igneous rocks and the significance to petroleum accumulation: An example from Junggar Basin, western China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2021, 133: 105270.
- [9] 田立新. 珠江口盆地惠州凹陷古近系规模性砂砾岩储层凝灰质成因及其油气地质意义[J]. 地球科学, 2022, 47(2): 452-463.
TIAN Lixin. Genesis mechanism of tuffaceous materials in Paleogene large-scale glutenite reservoirs and implications for hydrocarbon exploration in the Huizhou Depression, Pearl River Mouth Basin[J]. Earth Science, 2022, 47(2): 452-463.
- [10] 张成林, 张鉴, 吴建发, 等. 凝灰质储层研究进展综述及探讨[J]. 断块油气田, 2016, 23(5): 545-548.
ZHANG Chenglin, ZHANG Jian, WU Jianfa, et al. Summary and discussion on tuffaceous reservoir research progress[J]. Fault-Block Oil & Gas Field, 2016, 23(5): 545-548.
- [11] 冷杰, 刘杰, 陈安清, 等. 珠江口盆地惠州 26-6 潜山中生代中基性火山岩储层成因[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2021, 48(6): 661-674.
LENG Jie, LIU Jie, CHEN Anqing, et al. Genesis of Mesozoic intermediate-basic volcanic reservoirs in Huizhou 26-6 buried hill, Pearl River Mouth Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2021, 48(6): 661-674.
- [12] 张斌, 王璞珺, 张功成, 等. 珠—琼盆地新生代火山岩特征及其油气地质意义[J]. 石油勘探与开发, 2013, 40(6): 657-665.
ZHANG Bin, WANG Pujun, ZHANG Gongcheng, et al. Cenozoic volcanic rocks in the Pearl River Mouth and Southeast Hainan Basins of South China Sea and their implications for petroleum geology[J]. Petroleum Exploration and Development, 2013, 40(6): 657-665.
- [13] 丁琳, 李晓艳, 周凤娟, 等. 珠江口盆地珠一坳陷古近系优质储层差异发育特征及主控因素: 以陆丰地区和惠州地区文昌组为例[J]. 岩石矿物学杂志, 2022, 41(1): 75-86.
DING Lin, LI Xiaoyan, ZHOU Fengjuan, et al. Differential development characteristics and main controlling factors of the Paleogene high-quality reservoirs from the Zhu I Depression in the Pearl River Mouth Basin: A case on Wenchang Formation at Lufeng area and Huizhou area[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2022, 41(1): 75-86.
- [14] 施和生, 杜家元, 梅廉夫, 等. 珠江口盆地惠州运动及其意义[J]. 石油勘探与开发, 2020, 47(3): 447-461.
SHI Hesheng, DU Jiayuan, MEI Lianfu, et al. Huizhou Movement and its significance in Pearl River Mouth Basin, China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2020, 47(3): 447-461.
- [15] ZHAO Q, ZHU H T, ZHANG X T, et al. Geomorphologic reconstruction of an uplift in a continental basin with a source-to-sink balance: An example from the Huizhou-Lufeng Uplift, Pearl River Mouth Basin, South China Sea[J]. Marine and Petroleum Geology, 2021, 128: 104984.
- [16] 田立新. 珠江口盆地惠州凹陷转换体控沉-控储特性及其油气地质意义[J]. 地球科学, 2021, 46(11): 4043-4056.
TIAN Lixin. Sedimentary-reservoir characteristics under control of transfer model and implications for hydrocarbon exploration in Huizhou Depression, Pearl River Mouth Basin[J]. Earth Science, 2021, 46(11): 4043-4056.
- [17] WANG X D, ZHANG X T, LIN H M, et al. Paleogene geological framework and tectonic evolution of the central anticlinal zone in Lufeng 13 Sag, Pearl River Mouth Basin[J]. Petroleum Research, 2019, 4(3): 238-249.
- [18] 张向涛, 刘培, 王文勇, 等. 珠一坳陷古近系文昌期构造转变对油气成藏的控制作用[J]. 地球科学, 2021, 46(5): 1797-1813.
ZHANG Xiangtao, LIU Pei, WANG Wenyong, et al. Controlling effect of tectonic transformation in Paleogene Wenchang Formation on oil and gas accumulation in Zhu I Depression[J]. Earth Science, 2021, 46(5): 1797-1813.
- [19] 米立军, 张向涛, 汪旭东, 等. 陆丰凹陷古近系构造-沉积差异性及其对油气成藏的控制[J]. 中国海上油气, 2018, 30(5): 1-10.
MI Lijun, ZHANG Xiangtao, WANG Xudong, et al. Tectonic and sedimentary differences of Paleogene and their control on hydrocarbon accumulation in Lufeng Sag, Pearl River Mouth Basin[J]. China Offshore Oil and Gas, 2018, 30(5): 1-10.
- [20] 郑金云, 高阳东, 张向涛, 等. 珠江口盆地构造演化旋回及其新生代沉积环境变迁[J]. 地球科学, 2022, 47(7): 2374-2390.
ZHENG Jinyun, GAO Yangdong, ZHANG Xiangtao, et al. Tectonic evolution cycles and Cenozoic sedimentary environment changes in the Pearl River Mouth Basin[J]. Earth Science, 2022, 47(7): 2374-2390.
- [21] FORK R L, ANDREWS P B, LEWIS D W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1970, 13: 937-968.
- [22] 周凤娟, 丁琳, 马永坤, 等. 陆丰 13 东注文昌组碎屑锆石 U-Pb 年龄特征及其物源示踪意义[J]. 中国海上油气, 2020, 32(4): 46-55.
ZHOU Fengjuan, DING Lin, MA Yongkun, et al. Detrital zircon U-Pb age characteristics of Wenchang Formation in Lufeng 13

- eastern Sag and its significance for provenance tracing[J]. *China Offshore Oil and Gas*, 2020, 32(4): 46-55.
- [23] 万琼华, 刘伟新, 罗伟, 等. 珠江口盆地陆丰凹陷 A 油田储层质量差异及低渗储层主控因素[J]. *石油与天然气地质*, 2017, 38(3): 551-560.
- WAN Qionghua, LIU Weixin, LUO Wei, et al. Reservoir quality differences and major factors controlling low-permeability reservoirs of Oilfield A in the Lufeng Sag, Pearl River Mouth Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 2017, 38(3): 551-560.
- [24] LAWRENCE L, SPANDLER C, ROBERTS E M, et al. Mineralogy and origin of the alkaline Nsungwe Formation tuffs of the Rukwa Rift Basin, southwestern Tanzania[J]. *Lithos*, 2021, 380-381: 105885.
- [25] CICERALI D, ARSLAN M, ABDIOGLU Y E, et al. Mineralogy, chemistry, and genesis of zeolitization in Eocene tuffs from the Bayburt area (NE Turkey): Constraints on alteration processes of acidic pyroclastic deposits[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2020, 162: 103690.
- [26] LE MAITRE, R W. A classification of igneous rocks and glossary of terms[M]. Oxford: Blackwell Science Publication, 1989: 193.
- [27] WINCHESTER J A, FLOYD P A. 1977. Geochemical discrimination of different magna series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 1997, 20: 325-343.
- [28] 葛家旺, 朱筱敏, 潘荣, 等. 珠江口盆地惠州凹陷文昌组砂岩孔隙定量演化模式: 以 HZ-A 地区辫状河三角洲储层为例[J]. *沉积学报*, 2015, 33(1): 183-193.
- GE Jiawang, ZHU Xiaomin, PAN Rong, et al. A quantitative porosity evolution model of sandstone for Wenchang Formation in Huizhou Depression, Pearl River Mouth Basin: A case study for braided fluvial delta reservoir of HZ-A area[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2015, 33(1): 183-193.
- [29] GUO Z, WILSON M, DINGWELL D B, et al. India-Asia collision as a driver of atmospheric CO₂ in the Cenozoic[J]. *Nature Communications*, 2021, 12(1): 3891-3911.
- [30] 龙更生, 施和生, 郑荣才, 等. 珠江口盆地惠州凹陷深部储层成岩作用与孔隙演化[J]. *岩石矿物学杂志*, 2011, 30(4): 665-673.
- LONG Gengsheng, SHI Hesheng, ZHENG Rongcai, et al. Diagenesis and porosity evolution of deep reservoirs in Huizhou Depression, Pearl River Mouth basin[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2011, 30(4): 665-673.
- [31] 远光辉, 操应长, 葱克来, 等. 东营凹陷北带古近系碎屑岩储层长石溶蚀作用及其物性响应[J]. *石油学报*, 2013, 34(5): 853-866.
- YUAN Guanghui, CAO Yingchang, XI Kelai, et al. Feldspar dissolution and its impact on physical properties of Paleogene clastic reservoirs in the northern slope zone of the Dongying Sag[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2013, 34(5): 853-866.
- [32] LAWRENCE M G, GREIG A, COLLERSON K D, et al. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways[J]. *Aquatic Geochemistry*, 2006, 12(1): 39-72.
- [33] WANG Y Z, FU Y H, CAO Y C, et al. Sources of authigenic quartz in the Permian tight sandstones close to Gaoqing Fault, Dongying Sag, Bohai Bay Basin, China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2020, 113: 104109.
- [34] 王涛, 张生银, 魏璞, 等. 沸石类矿物成因及其对储层储集性能的影响[J]. *岩性油气藏*, 2022, 34(1): 175-186.
- WANG Tao, ZHANG Shengyin, WEI Pu, et al. Genesis of zeolite minerals and its influences on reservoir properties[J]. *Lithologic Reservoirs*, 2022, 34(1): 175-186.
- [35] VANIMAN D T, CHIPERA S J, BISH D L, et al. Quantification of unsaturated-zone alteration and cation exchange in zeolitized tuffs at Yucca Mountain, Nevada, USA[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(20): 3409-3433.
- [36] AUBINEAU J, PARAT F, ELGHALI A, et al. Highly variable content of fluorapatite-hosted CO₃²⁻ in the Upper Cretaceous/Paleogene phosphorites (Morocco) and implications for paleodepositional conditions[J]. *Chemical Geology*, 2022, 597: 120818.
- [37] SEPIDBAR F, GHORBANI G, SIMON A C, et al. Formation of the Chah-Gaz iron oxide-apatite ore (IOA) deposit, Bafq District, Iran: Constraints from halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes of fluorapatite[J]. *Ore Geology Reviews*, 2022, 140: 104599.
- 第一作者简介: 靳子濠 (1995-), 男, 山东东营人, 现为中国石油大学 (华东) 在读博士研究生, 主要从事油气储集层地质方面研究。地址: 山东省青岛市黄岛区长江西路 66 号, 中国石油大学 (华东) 地球科学与技术学院, 邮政编码: 266580。E-mail: ZH_jin1995@126.com
- 联系作者简介: 远光辉 (1986-), 男, 河南周口人, 博士, 中国石油大学 (华东) 教授, 主要从事油气储集层地质学和地质流体-岩石相互作用研究。地址: 山东省青岛市黄岛区长江西路 66 号, 中国石油大学 (华东) 地球科学与技术学院, 邮政编码: 266580。E-mail: yuan.guanghui@upc.edu.cn
- 收稿日期: 2022-04-29 修回日期: 2022-12-30

(编辑 黄昌武)