

DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2020.03.006

引用格式:周琦忠,张琪,冯学知,等. 苏北柳泉地区煌斑岩地球化学特征及岩石成因[J]. 华东地质,2020,41(3):246-255.

苏北柳泉地区煌斑岩地球化学特征及岩石成因

周琦忠,张琪,冯学知,王博,邱磊,王国强

(江苏省地质矿产局第五地质大队,徐州 221004)

摘要:柳泉地区是苏北地区煌斑岩的集中分布区,与之相伴的还有金伯利岩和橄榄玄武玢岩。通过研究该区煌斑岩的岩石学及岩石地球化学特征,进一步探讨其岩石成因及构造环境。研究表明:柳泉地区煌斑岩为同源岩浆演化的产物,整体属于钾质碱性煌斑岩,具有低硅、富铁镁钛的特点,大离子亲石元素和轻稀土元素相对富集,高场强元素和重稀土元素相对亏损。柳泉地区煌斑岩形成于中—新生代太平洋板块俯冲、岩石圈减薄的构造背景下,起源于深75~100 km、受俯冲沉积物改造形成的富集岩石圈地幔源区,经含角闪石石榴石二辉橄榄岩部分熔融,并沿构造薄弱带上侵至地壳浅部形成的。

关键词:煌斑岩;岩石地球化学;岩石成因;苏北柳泉地区

中图分类号:P588.12;P595

文献标识码:A

文章编号:2096-1871(2020)03-246-10

近年来,江苏省地质矿产局第五地质大队在开展苏北地区金刚石原生矿找矿工作时,针对苏北地区发育的基性-超基性岩做了较多工作,并从橄榄玄武岩及辉绿岩中选获了6颗原生金刚石,发现了金伯利岩和白露山隐爆火山角砾岩^[1-2],相关的研究工作有了新进展。柳泉是苏北地区目前发现的唯一的金伯利岩分布区,与之伴生的有煌斑岩和橄榄玄武玢岩。前人对金伯利岩和橄榄玄武玢岩开展了相关研究,对其岩石学、地球化学、岩石成因以及与金刚石的成矿关系有了初步认识^[1-3],并优选了柳泉西村地区作为下一步勘查目标靶区。煌斑岩作为金伯利岩重要的伴生岩石之一^[4-6],可为寻找金伯利岩或金刚石原生矿提供间接线索。钾镁煌斑岩是原生金刚石的含矿母岩之一^[7-9],对该区煌斑岩进行深入研究,可进一步判断其岩石类型以及与金刚石原生矿的关系。此外,钾镁煌斑岩作为苏北地区燕山晚期—喜山期脉岩,研究其岩石成因可进一步探讨中—新生代苏北地区岩石圈地幔特征。苏北地区煌斑岩与矿产的关系不明确,间接导致国内外学者对其关注度不够,相关研究工作尚处于起步阶

段,未形成系统的研究成果。笔者通过野外一线实际工作,对柳泉地区煌斑岩的野外地质特征进行了调查,通过岩石学、地球化学特征研究,进一步明确其岩石性质、成因及构造环境,为进一步判断其与金刚石原生矿的关系提供参考。

1 地质背景

研究区位于江苏省徐州市铜山区柳泉镇,南距徐州市约25 km,西邻微山湖,大地构造位置处于华北陆块东南缘,东距郯庐断裂带西界约100 km(图1)。区域上古老基底为新太古代泰山岩群,上覆盖层为新元古代碳酸盐岩和碎屑岩,厚度达数千米。区域构造运动较频繁,褶皱、断裂发育,且多次叠加,形成了区域错综复杂的构造格架。区域褶皱主要表现为徐州—江庄复式背斜北西翼次级褶皱;区域断裂主要为NE向、NNE向、NW向3组断裂,多期活动性明显,控制着区域岩浆岩的侵位与分布。研究区位于徐(州)—宿(州)弧形断褶带前缘,徐州—江庄复式背斜北西翼北端。

* 收稿日期:2020-04-01 修订日期:2020-06-16 责任编辑:谭桂丽

基金项目:江苏省地质矿产勘查局“苏北岩石圈地幔及金刚石找矿研究(编号:苏地矿发[2018]82号)”和“江苏省徐州市柳泉—江庄地区金刚石原生矿调查(编号:苏地矿发[2019]104号)”项目联合资助。

第一作者简介:周琦忠,1990年生,男,工程师,主要从事地质矿产勘查工作。

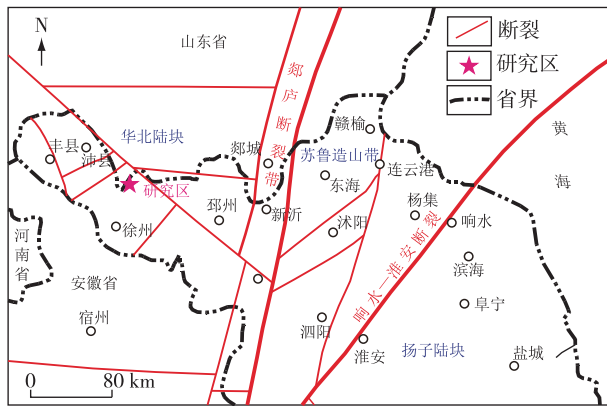


图 1 苏北地区大地构造简图

Fig. 1 Geotectonic sketch map of Northern Jiangsu Province

区域岩浆岩较发育,主要有 2 期岩浆活动:一是燕山期侵入岩类,以利国中酸性杂岩体为代表,分布于研究区北部利国一带,是矽卡岩型铁矿的成矿母岩;二是燕山晚期—喜山期脉岩,以基性—超基性岩为主,包括金伯利岩、煌斑岩、橄榄玄武玢岩、安山玢岩等(图 2)。

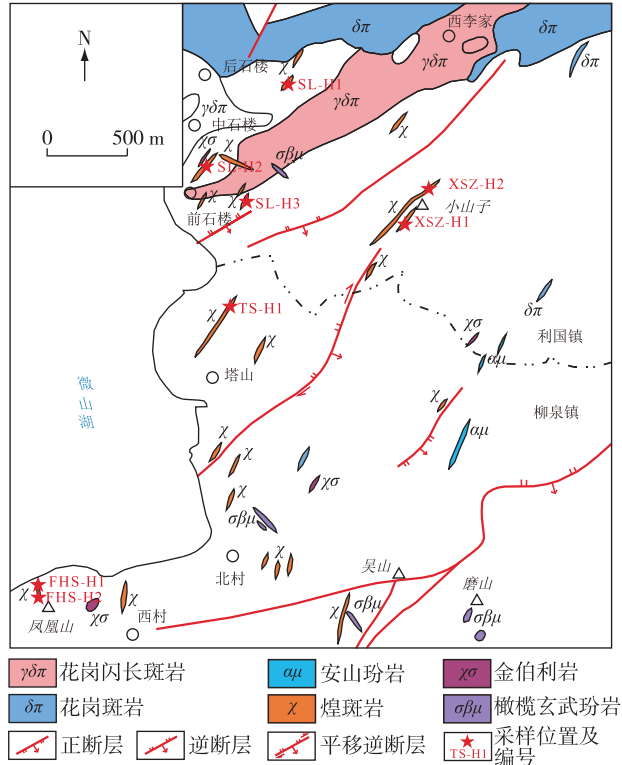


图 2 研究区岩浆岩分布及采样位置图

Fig. 2 Magma distributions and sampling positions of the study area

2 岩石学特征

根据野外地质调查结果,柳泉地区分布煌斑岩岩脉 20 多条,主要分布于柳泉凤凰山、北村、塔山、大山和利国西李家、前石楼、后石楼等地区。岩脉走向多数为 $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$,少数为 $295^{\circ} \sim 310^{\circ}$,倾向不一,倾向近直立,长度十余米至百余米,宽度一般不超过 6 m,少数可达 13 m 左右,均呈脉状。岩脉内分带现象不明显,边部岩石通常蚀变较强且较破碎,形成一定宽度的蚀变带,接触带附近常发育与岩脉走向一致的方解石脉,基本呈岩墙状侵入至奥陶系或寒武系,接触界线清晰,围岩蚀变普遍较弱。

岩石多已强风化,仅在采坑陡壁处见较新鲜岩石。岩石风化后呈灰黄色、黄褐色,较新鲜者呈浅黄绿色、灰绿色。岩石具斑状结构、块状构造,斑晶主要由黑云母(约 10%)和辉石假象(5%~10%)组成,粒径一般为 0.3~2.5 mm,其中黑云母呈片状,星散分布,多色性明显,少数呈绿色,部分具颜色环带,局部见晶体弯曲、扭折现象;辉石呈自形—半自形柱粒状,星散分布,均被碳酸盐及少量硅质交代呈假象。基质主要由斜长石(30%~35%)、黑云母(约 25%)、辉石假象(约 25%)和少量普通角闪石组成,粒径 < 0.3 mm,其中斜长石呈半自形板条状,杂乱分布,具黏土化和碳酸盐化,表面脏;黑云母呈鳞片状杂乱分布,多色性同斑晶相似,部分见晶体弯曲现象;辉石呈自形柱粒状,杂乱分布,蚀变特征同斑晶相似,均被碳酸盐或硅质交代呈假象(图 3)。

不同岩脉的矿物组成基本一致,但含量略有差异,多数为云辉斜煌岩,少数岩脉斜长石含量较低,可过渡为云辉煌岩,极少数含少量橄榄石。岩脉中常含少量角砾,含量约 5%,以圆状、次圆状为主,少数呈棱角状,直径 1~10 cm,成分较复杂,以花岗岩角砾为主,其次为片麻岩和云母辉石岩等深源角砾和灰岩角砾。

3 样品采集及实验测试

由于基性—超基性岩在地表容易发生蚀变,为保证样品新鲜度,本次研究的煌斑岩样品主要采自柳泉地区宕口中挖出的岩脉,尽量采集较新鲜、蚀变较弱的样品,具体采样位置见图 2。样品在河北省区域地质调查研究所实验室完成分析测试,主量元



Pl.斜长石;Bt.黑云母

图 3 研究区煌斑岩标本(a)与显微镜下照片(b)

Fig. 3 Specimen (a) and microphotograph (b) of lampphyre in the study area

素采用 Axios^{max} X 射线荧光光谱仪测定,测试误差 $<2\%$,其中 FeO 含量通过湿化学方法测定,微量

元素采用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)测定,分析误差 $<5\%$ 。测试结果见表 1、表 2。

表 1 研究区煌斑岩主量元素含量及特征参数

Table 1 Major element contents and characteristic parameters of lampphyres in the study area

| 样品编号 | 主量元素含量/% | | | | | | | | | | | | | | 特征参数 | | |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|-------|------------------|-------------------|------|-------------------------------|------|-------|------|-----------------|----------|------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | MnO | P ₂ O ₅ | 烧失量 | 总量 | 全碱 | Mg [#] | K/(K+Na) | K/Al |
| TS-H1 | 49.00 | 12.96 | 0.86 | 2.87 | 2.91 | 8.85 | 6.21 | 4.57 | 3.50 | 0.11 | 1.27 | 6.16 | 99.27 | 8.07 | 62.34 | 0.59 | 0.55 |
| FHS-H1 | 45.61 | 13.46 | 0.93 | 5.92 | 1.84 | 12.68 | 4.13 | 2.86 | 2.95 | 0.11 | 1.34 | 7.71 | 99.54 | 5.81 | 63.52 | 0.52 | 0.33 |
| SL-H1 | 44.83 | 11.91 | 0.83 | 3.24 | 3.62 | 11.80 | 8.59 | 3.91 | 2.32 | 0.13 | 1.09 | 7.13 | 99.38 | 6.23 | 64.80 | 0.65 | 0.51 |
| XSZ-H1 | 40.94 | 8.71 | 0.74 | 3.33 | 2.25 | 16.89 | 10.76 | 2.95 | 1.15 | 0.12 | 2.07 | 9.26 | 99.17 | 4.10 | 78.77 | 0.74 | 0.53 |
| XSZ-H2 | 43.09 | 8.51 | 0.78 | 3.04 | 2.55 | 14.68 | 10.81 | 3.64 | 1.64 | 0.13 | 2.35 | 7.94 | 99.15 | 5.28 | 76.68 | 0.71 | 0.67 |
| FHS-H2 | 43.87 | 12.43 | 0.94 | 5.25 | 2.22 | 14.44 | 4.73 | 2.73 | 2.84 | 0.11 | 1.33 | 8.64 | 99.50 | 5.57 | 62.31 | 0.52 | 0.34 |
| SL-H2 | 44.20 | 11.75 | 0.95 | 4.26 | 3.65 | 10.03 | 8.10 | 3.00 | 2.68 | 0.14 | 1.38 | 9.23 | 99.36 | 5.68 | 63.26 | 0.56 | 0.40 |
| SL-H3 | 45.83 | 12.20 | 0.82 | 3.35 | 3.63 | 11.67 | 8.89 | 3.33 | 2.54 | 0.13 | 1.06 | 5.79 | 99.25 | 5.87 | 65.52 | 0.59 | 0.43 |

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素

研究区煌斑岩 SiO₂ 含量为 40.94%~49.00%, 平均值为 44.67%; Al₂O₃ 含量为 8.51%~13.46%, 平均值为 11.49%; TFeO 含量为 4.71%~9.57%, 平均值为 6.74%; MgO 含量为 4.13%~10.81%, 平均值为 7.77%; CaO 含量为 8.85%~16.89%, 平均值为 12.60%; 全碱含量为 4.10%~8.07%, 平均值为 5.82%; TiO₂ 含量为 0.74%~0.95%, 平均值为 0.86%; 烧失量(LOI)为 5.79%~9.26%, 平均值为 7.73%, 与 SiO₂ 含量呈负相关(图 4), 与

CaO 含量呈正相关(图 5), 这主要与碳酸盐化有关。煌斑岩整体属低 SiO₂、富铁镁钛、挥发分较高的基性-超基性岩。Mg[#] 值为 62.31~78.77, 平均值为 67.15, 与原始玄武岩浆(Mg[#] 值为 70)^[4] 相当, 表明该区煌斑岩浆来源于地幔, 且结晶分异程度不高。

根据 SiO₂、K₂O、Na₂O 及 Al₂O₃ 相对含量可对煌斑岩进行分类^[10-12]。在 SiO₂-(K₂O+Na₂O) 分类图解(图 6) 和 K/(K+Na)-K/Al 分类图解(图 7) 上, 样品均落入钾质碱性煌斑岩区域。钾镁煌斑岩具有高镁(MgO 含量为 20%~29%)、贫硅(SiO₂ 含量 $<40\%$)、富钾(K₂O 含量为 4%~12%) 且高 K/Na 值(>3)^[13] 的特征。

表 2 研究区煌斑岩微量元素、稀土元素含量及特征参数

Table 2 Trace elements, rare earth elements contents and characteristic parameters of lamprophyres in the study area

| 样品编号 | 微量元素含量/ 10^{-6} | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|-------------------|----------|-------|-----------|----------------------|-------------|-------------|--------|-------|----------|--------|----------|--------|-------|--------|-------|------|------|
| | Li | Be | Sc | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Rb | Sr | Zr | Nb | Cs | Ba | Hf | Ta |
| TS-H1 | 20.20 | 3.25 | 10.70 | 105.00 | 235.00 | 24.80 | 115.00 | 43.70 | 98.90 | 20.50 | 95.40 | 1 398.00 | 437.00 | 32.50 | 78.7 | 3 533 | 10.3 | 1.42 |
| FHS-H1 | 18.50 | 2.71 | 15.80 | 154.00 | 152.00 | 28.20 | 77.80 | 78.20 | 86.00 | 21.40 | 60.00 | 1 644.00 | 292.00 | 24.30 | 8.69 | 1 589 | 6.99 | 0.89 |
| SL-H1 | 40.24 | 2.68 | 26.44 | 154.85 | 370.31 | 33.16 | 84.69 | 51.31 | 79.34 | 17.09 | 96.59 | 2 254.12 | 250.98 | 20.76 | 19.92 | 2 608 | 6.22 | 0.79 |
| XSZ-H1 | 75.46 | 3.44 | 16.78 | 94.41 | 533.87 | 38.11 | 322.85 | 33.15 | 87.45 | 15.11 | 74.23 | 2 831.56 | 331.72 | 39.62 | 101.36 | 3 370 | 7.51 | 1.46 |
| XSZ-H2 | 78.49 | 4.51 | 16.25 | 101.96 | 571.73 | 30.20 | 260.01 | 31.46 | 76.35 | 15.83 | 115.68 | 3 439.03 | 346.45 | 41.35 | 69.96 | 2 997 | 7.88 | 1.55 |
| FHS-H2 | 25.42 | 2.67 | 22.70 | 170.76 | 173.32 | 30.32 | 88.47 | 75.85 | 93.31 | 19.24 | 55.28 | 1 893.37 | 273.04 | 26.06 | 5.33 | 1 908 | 6.94 | 0.90 |
| SL-H2 | 46.58 | 2.45 | 20.58 | 167.55 | 241.28 | 34.98 | 102.68 | 78.93 | 92.37 | 18.06 | 80.73 | 3 272.94 | 240.25 | 23.66 | 6.63 | 1 713 | 6.73 | 0.88 |
| SL-H3 | 53.81 | 2.56 | 27.97 | 162.57 | 393.15 | 35.31 | 82.29 | 63.92 | 81.04 | 17.84 | 315.21 | 2 024.58 | 262.59 | 22.50 | 135.89 | 3 429 | 6.32 | 0.84 |
| 样品编号 | 微量元素含量/ 10^{-6} | | | | 稀土元素含量/ 10^{-6} | | | | | | | | | | | | | |
| | Pb | Th | U | Y | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
| TS-H1 | 33.70 | 37.80 | 6.67 | 35.90 | 261.00 | 477.00 | 42.70 | 158.00 | 29.50 | 7.64 | 25.40 | 2.49 | 7.82 | 1.19 | 3.41 | 0.33 | 2.02 | 0.30 |
| FHS-H1 | 14.50 | 31.40 | 4.23 | 35.20 | 237.00 | 438.00 | 39.80 | 152.00 | 28.30 | 6.64 | 23.70 | 2.36 | 7.44 | 1.15 | 3.37 | 0.34 | 2.13 | 0.31 |
| SL-H1 | 21.70 | 23.46 | 4.23 | 24.53 | 209.47 | 379.93 | 39.49 | 145.80 | 24.99 | 6.36 | 18.70 | 1.84 | 6.41 | 0.92 | 2.55 | 0.33 | 1.83 | 0.27 |
| XSZ-H1 | 31.49 | 34.15 | 2.76 | 35.05 | 331.12 | 619.13 | 65.27 | 240.19 | 41.31 | 10.27 | 31.85 | 3.01 | 9.77 | 1.31 | 3.51 | 0.38 | 2.09 | 0.29 |
| XSZ-H2 | 31.35 | 39.17 | 8.70 | 39.35 | 379.02 | 696.40 | 72.81 | 266.71 | 46.51 | 11.28 | 35.69 | 3.39 | 10.95 | 1.45 | 3.92 | 0.44 | 2.33 | 0.32 |
| FHS-H2 | 10.22 | 30.24 | 4.67 | 30.39 | 251.06 | 461.95 | 47.96 | 174.12 | 30.27 | 7.41 | 23.69 | 2.35 | 8.05 | 1.15 | 3.13 | 0.41 | 2.26 | 0.32 |
| SL-H2 | 13.68 | 28.50 | 5.28 | 29.14 | 239.47 | 445.66 | 46.85 | 173.44 | 30.65 | 7.36 | 23.28 | 2.36 | 8.24 | 1.16 | 3.24 | 0.41 | 2.25 | 0.32 |
| SL-H3 | 23.38 | 25.01 | 5.55 | 26.32 | 219.94 | 396.73 | 41.44 | 151.03 | 25.84 | 6.74 | 20.02 | 1.92 | 6.63 | 0.96 | 2.73 | 0.35 | 1.97 | 0.28 |
| 样品编号 | 特征参数 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Σ REE | LREE | HREE | LREE/HREE | (La/Yb) _N | δ Ce | δ Eu | Zr/Nb | Y/Nb | Ti/Yb | Nb/U | Nb/Ta | La/Yb | Ba/Rb | Rb/Sr | Zr/Y | | |
| TS-H1 | 1 018.80 | 975.84 | 42.96 | 22.72 | 87.11 | 0.99 | 0.83 | 13.45 | 1.10 | 2 551.62 | 4.87 | 22.89 | 129.21 | 37.03 | 0.07 | 12.17 | | |
| FHS-H1 | 942.54 | 901.74 | 40.80 | 22.10 | 75.02 | 0.99 | 0.76 | 12.02 | 1.45 | 2 616.81 | 5.74 | 27.30 | 111.27 | 26.48 | 0.04 | 8.30 | | |
| SL-H1 | 838.89 | 806.04 | 32.85 | 24.54 | 77.17 | 0.94 | 0.86 | 12.09 | 1.18 | 2 718.29 | 4.91 | 26.28 | 114.46 | 27.00 | 0.04 | 10.23 | | |
| XSZ-H1 | 1 359.50 | 1 307.29 | 52.21 | 25.04 | 106.81 | 0.96 | 0.83 | 8.37 | 0.88 | 2 122.04 | 14.36 | 27.14 | 158.43 | 45.40 | 0.03 | 9.46 | | |
| XSZ-H2 | 1 531.22 | 1 472.73 | 58.49 | 25.18 | 109.67 | 0.95 | 0.82 | 8.38 | 0.95 | 2 006.35 | 4.75 | 26.68 | 162.67 | 25.91 | 0.03 | 8.80 | | |
| FHS-H2 | 1 014.13 | 972.77 | 41.36 | 23.52 | 74.90 | 0.95 | 0.82 | 10.48 | 1.17 | 2 492.80 | 5.58 | 28.96 | 111.09 | 34.52 | 0.03 | 8.98 | | |
| SL-H2 | 984.69 | 943.43 | 41.26 | 22.87 | 71.76 | 0.95 | 0.81 | 10.15 | 1.23 | 2 530.52 | 4.48 | 26.89 | 106.43 | 21.22 | 0.02 | 8.24 | | |
| SL-H3 | 876.58 | 841.72 | 34.86 | 24.15 | 75.27 | 0.94 | 0.87 | 11.67 | 1.17 | 2 494.69 | 4.05 | 26.79 | 111.64 | 10.88 | 0.16 | 9.98 | | |

与钾镁煌斑岩相比,研究区煌斑岩 MgO 含量与 K/Na 值(多 <3)均明显较低,结合矿物组合特征,该区煌斑岩中缺乏橄榄石和金云母,与钾镁煌斑岩相关特征差异较大,尚不具备成为金刚石含矿母岩的条件。综上所述,研究区煌斑岩整体应属于钾质碱性煌斑岩。

4.2 稀土元素

研究区煌斑岩稀土元素总量 Σ REE 为(838.89~

1 531.22) $\times 10^{-6}$, 平均值为 $1\ 070.79 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 22.10~25.18, 平均值为 23.76, (La/Yb)_N 为 71.76~109.67, 平均值为 84.71(表 2), 显示出轻稀土强烈富集、重稀土强烈亏损的特点。在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(图 8)上,各样品的稀土元素分布特征基本一致,显示出同源岩浆演化的特征,且均表现为陡峭的右倾曲线,表明轻稀土元素强烈富集,轻重稀土元素分馏程度高的特点。 δ Ce 为 0.94~0.99,基本不存在 Ce

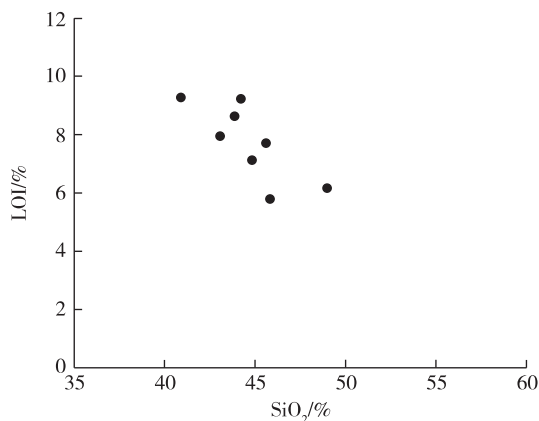
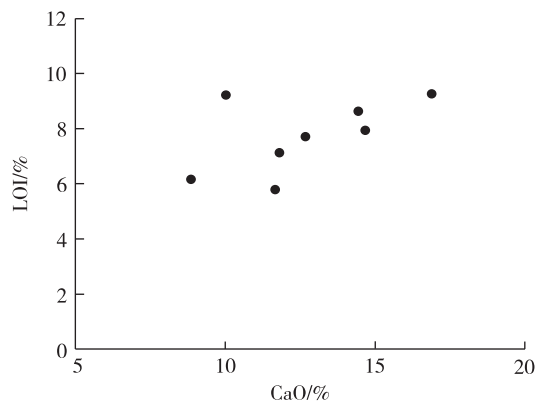
图4 研究区煌斑岩 SiO₂-LOI 图解Fig. 4 The SiO₂-LOI diagram of lamprophyres in the study area

图5 研究区煌斑岩 CaO-LOI 图解

Fig. 5 The CaO-LOI diagram of lamprophyres in the study area

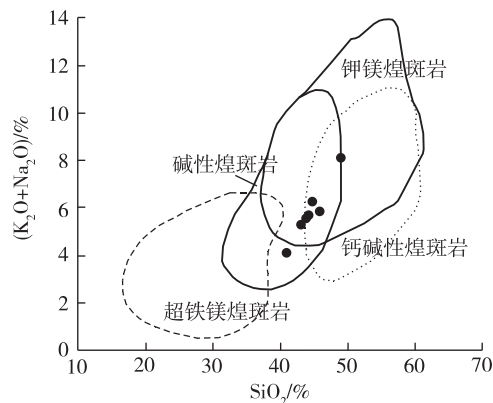
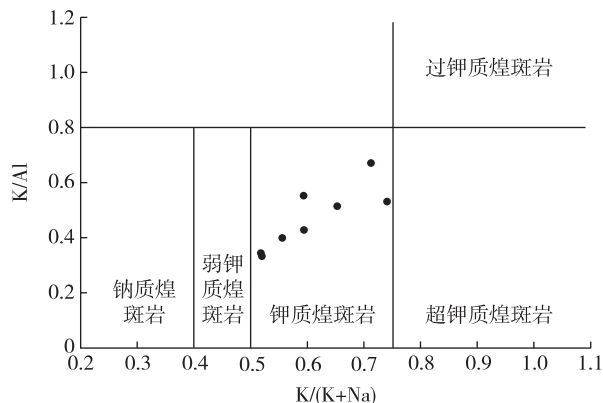
图6 研究区煌斑岩 SiO₂-(K₂O+Na₂O)分类图解Fig. 6 The SiO₂-(K₂O+Na₂O) classification diagram of lamprophyres in the study area

图7 研究区煌斑岩 K/(K+Na)-K/Al 分类图解

Fig. 7 The K/(K+Na)-K/Al classification diagram of lamprophyres in the study area

异常; δEu 为 0.76~0.87,平均值为 0.83,存在弱的 Eu 负异常,说明可能存在弱的斜长石分离结晶作用。

4.3 微量元素

相容元素中,Cr 含量为 $(152.00 \sim 571.73) \times 10^{-6}$,Ni 含量为 $(77.80 \sim 322.85) \times 10^{-6}$,Co 含量为 $(24.80 \sim 38.11) \times 10^{-6}$ (表 2),均明显低于原始地幔($\text{Cr}=3\,000 \times 10^{-6}$, $\text{Ni}=2\,000 \times 10^{-6}$, $\text{Co}=100 \times 10^{-6}$)^[15],但与原始碱性玄武岩的平均含量($\text{Ni}=290 \times 10^{-6}$, $\text{Cr}=380 \times 10^{-6}$)^[4]大致相当。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 9)中,各曲线分布基本一致,显示同源岩浆演化的特征^[16]。相对于原始地幔,研究区煌斑岩表现出不同

程度的富集,除 Sr 相对亏损外,Rb、K、Ba 等大离子亲石元素和轻稀土元素整体富集程度较强,呈明显的峰;相对于大离子亲石元素,Nb、Zr、Hf、Ti、P 等高场强元素和重稀土元素表现一定程度的亏损,呈明显的谷。研究区煌斑岩整体与洋中脊玄武岩(MORB)的特征差异较大,在重稀土元素地球化学特征方面,与洋岛玄武岩(OIB)较相似;在 Nb、Ta 地球化学特征方面,与岛弧玄武岩(IAB)强烈的 Nb、Ta 负异常一致。

5 岩石成因

5.1 岩浆源区

研究区煌斑岩具有低 SiO₂,富 TFeO、MgO、

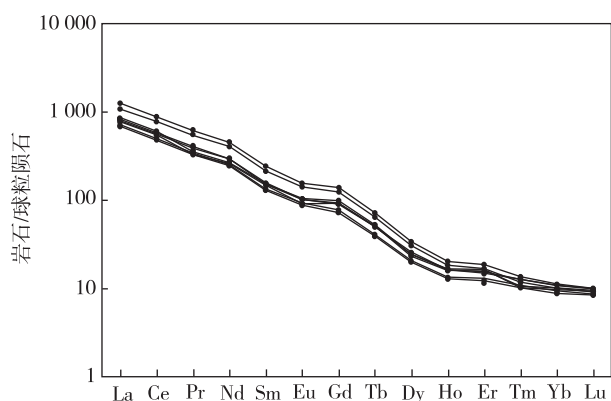
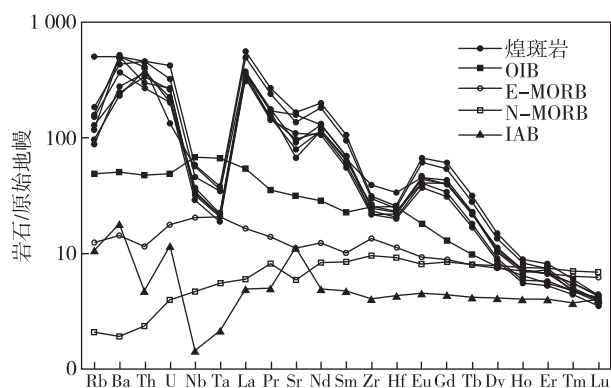


图 8 研究区煌斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图^[14]

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns of lamprophyres in the study area^[14]



OIB,洋岛玄武岩(数据引自文献^[17]);N-MORB 和 E-MORB,洋中脊玄武岩(数据引自文献^[18]);IAB,岛弧玄武岩(数据引自文献^[19])

图 9 研究区煌斑岩原始地幔标准化微量元素蛛网图^[17]

Fig. 9 Primitive mantle-normalized spidergram of lamprophyres in the study area^[17]

TiO₂ 的特点,且 Mg[#] 值与原始玄武岩浆大致相当,具有较高含量的相容元素 Cr、Ni、Co,表明研究区煌斑岩具有地幔源区性质^[18]。微量元素地球化学特征显示,研究区煌斑岩大离子亲石元素和轻稀土元素富集,高场强元素和重稀土元素亏损,并伴有强烈的 Nb 亏损,与洋中脊玄武岩(MORB)、洋岛玄武岩(OIB)存在显著差异,暗示其不具有 MORB 或 OIB 型软流圈地幔的源区性质,可能与岩石圈地幔源区有关。根据 Zr/Nb-Y/Nb 图解(图 10),研究区煌斑岩可能起源于富集岩石圈地幔^[20-21]。

由于地壳岩石尤其是上地壳岩石相对低 Ti,如

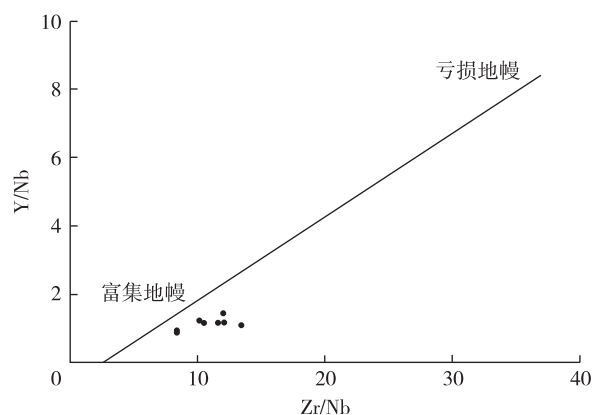


图 10 研究区煌斑岩 Zr/Nb-Y/Nb 图解^[19]

Fig. 10 The Zr/Nb-Y/Nb diagram of lamprophyres in the study area^[19]

果发生地壳混染作用,将引起 Ti/Yb 值的降低,因此 Ti/Yb 值常作为判别岩浆是否受到地壳物质混染的重要标志,当 Ti/Yb<5 000 时表示受到地壳物质的混染^[22]。研究区煌斑岩 Ti/Yb 值为 2 006.35~2 718.29,明显<5 000,表明研究区煌斑岩受到了地壳物质的混染。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 9)上,研究区煌斑岩 Nb、Ta 负异常明显,与岛弧玄武岩特征相似,指示其岩浆源区可能经历了俯冲物质交代过程。地壳混染有上地壳或下地壳物质混染和因俯冲作用进入地幔的地壳物质混染两种观点,目前常用 Nb/U 值、Nb/Ta 与 La/Yb 之间的关系对地壳物质混染方式进行判别^[10]。首先,研究区煌斑岩 Nb/U 值为 4.05~14.36,平均值为 6.33,明显低于 MORB 和 OIB (Nb/U 值为 47)以及下地壳(Nb/U 值为 21),略低于上地壳(Nb/U 值为 9),更接近于全球平均俯冲沉积物(Nb/U 值为 5)^[10,23-24],说明研究区煌斑岩地幔源区主要受到了俯冲带沉积物的改造,具有壳源混染特征。其次,发生地壳混染的岩石 Nb/Ta 值与 La/Yb 值常呈负相关^[25],研究区煌斑岩 Nb/Ta 与 La/Yb 负相关关系不明显(图 11),表明研究区煌斑岩在上升过程中可能经历了一定程度的地壳混染过程,但这并不是主要原因,俯冲沉积物改造才可能是其源区具有壳源物质混染的主要原因。

实验岩石学研究证明,含水矿物金云母和角闪石只能稳定存在于岩石圈地幔,因此,它们的源区应为岩石圈地幔,含金云母源区的熔体具有低的 Ba 含量和 Ba/Rb 值(<20),含角闪石的熔体具有较低

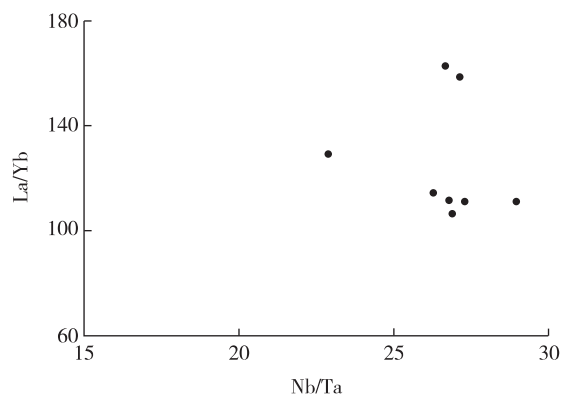


图 11 研究区煌斑岩 Nb/Ta-La/Yb 图解

Fig. 11 The Nb/Ta-La/Yb diagram of lamprophyres in the study area

的 Rb/Sr 值(<0.1)和较高的 Ba/Rb 值(>20)^[26]。研究区煌斑岩 Rb/Sr 值为 $0.02 \sim 0.16$, 平均值为 0.06 , Ba/Rb 值为 $10.88 \sim 45.40$, 平均值为 28.56 , 说明其源区为含角闪石的富集岩石圈地幔(图 12)。K/Yb-Dy/Yb 之间的相互关系可限定地幔源区性质和源岩部分熔融程度, 在 $K/(Yb \times 1\,000)$ -Dy/Yb 图解(图 13)上, 研究区煌斑岩位于角闪石石榴石二辉橄榄岩和石榴石二辉橄榄岩过渡区域, 略靠近石榴石二辉橄榄岩区域, 部分熔融程度 $2\% \sim 5\%$ 。综上所述, 研究区煌斑岩源区为含角闪石石榴石二辉橄榄岩。地幔中石榴石相深度通常在 75 km 以上, 而地幔角闪石稳定深度 $<100\text{ km}$ ^[10-11], 因此, 推测研究区煌斑岩的源区深度约 $75 \sim 100\text{ km}$ 。

5.2 构造环境

研究区煌斑岩的侵入年代, 目前尚未开展相关的测年工作。根据 $1:50\,000$ 区域地质调查资料, 煌斑岩与研究区金伯利岩、橄榄玄武玢岩等基性-超基性岩均为燕山晚期-喜山期岩浆活动的产物, 受新华夏系断裂控制, 多呈 NNE 向展布^[28]。野外地质调查发现, 煌斑岩脉中含来自北部利国杂岩体的中酸性岩角砾, 其时代应晚于利国岩体的侵入时代(130 Ma ^[29]), 因此, 研究区煌斑岩归属于燕山晚期-喜山期。

Zr、Y、Nb、Ti 等不活泼元素在岩浆演化过程中不易受后期地质作用干扰, 常用来判别岩石产出的构造背景^[30-31]。在构造环境判别图解(图 14, 图 15, 图 16)上, 样品均落入板内构造环境, 表明研究区煌斑岩形成于板内环境, 是板内快速拉张的产物, 这与中—

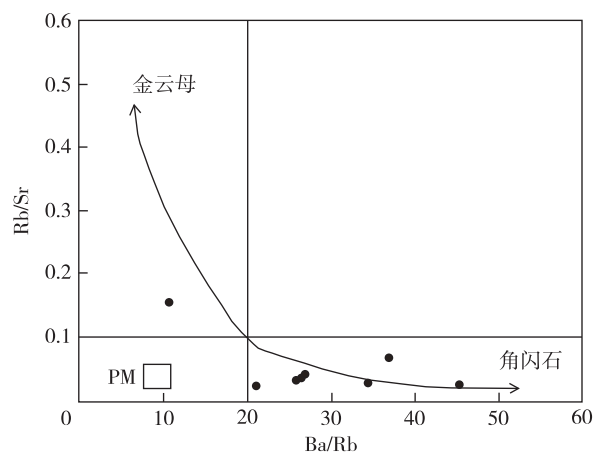


图 12 研究区煌斑岩 Ba/Rb-Rb/Sr 图解

Fig. 12 The Ba/Rb-Rb/Sr diagram of lamprophyres in the study area

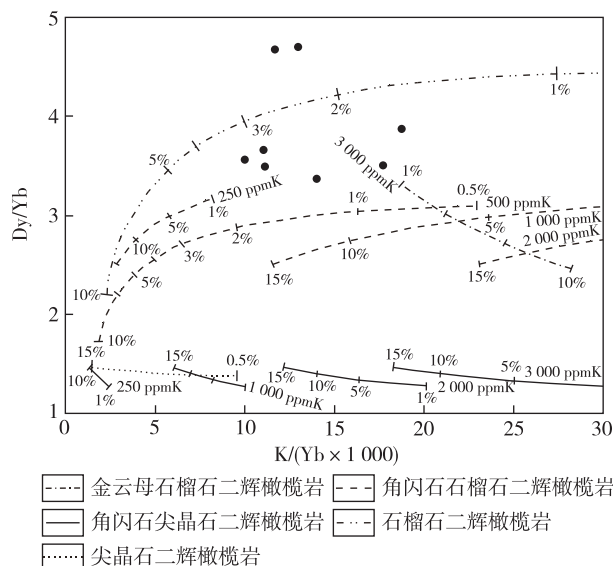
图 13 研究区煌斑岩 $K/(Yb \times 1\,000)$ -Dy/Yb 图解^[27]

Fig. 13 The $K/(Yb \times 1\,000)$ -Dy/Yb diagram of lamprophyres in the study area^[27]

新生代华北克拉通处于区域伸展构造环境有关。

中生代以来, 太平洋板块俯冲于华北克拉通岩石圈之下, 受此影响, 华北克拉通整体处于区域伸展期, 软流圈上涌、岩石圈减薄, 并伴随着强烈的岩浆活动。新生代, 岩石圈由古生代的 200 km 减薄至 $80 \sim 120\text{ km}$ ^[32-37], 研究区煌斑岩来源于深 $75 \sim 100\text{ km}$ 的岩石圈地幔, 也印证了华北克拉通岩石圈减薄这一事实。在岩石圈减薄过程中, 俯冲变质的洋壳玄武岩或沉积物发生部分熔融产生的熔体交

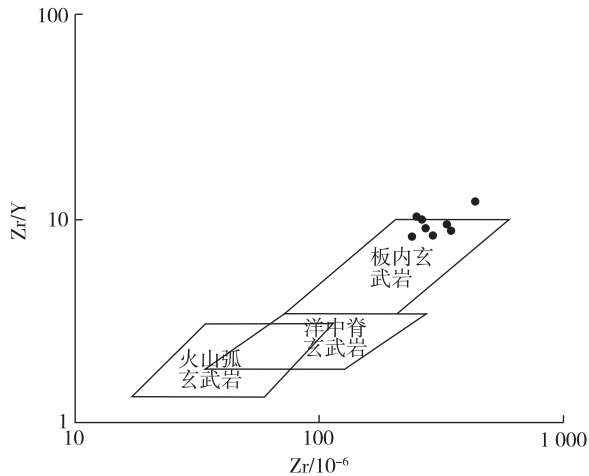


图 14 研究区煌斑岩 Zr-Zr/Y 图解

Fig. 14 The Zr-Zr/Y diagram of lamprophyres in the study area

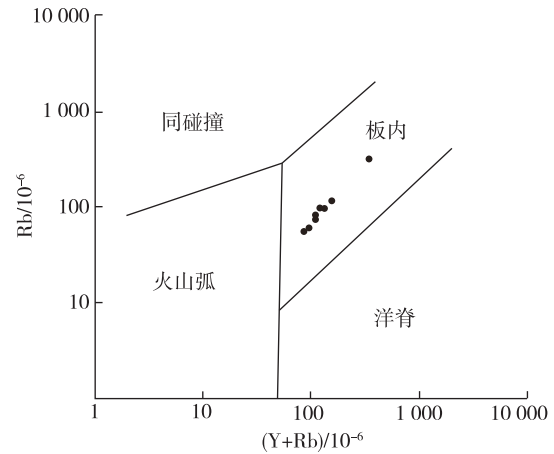


图 16 研究区煌斑岩 (Y+Rb)-Rb 图解

Fig. 16 The (Y+Rb)-Rb diagram of lamprophyres in the study area

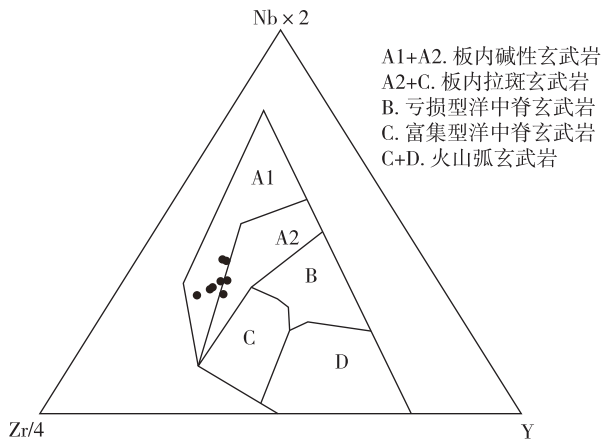


图 15 研究区煌斑岩 Nb×2-Zr/4-Y 图解

Fig. 15 The Nb×2-Zr/4-Y diagram of lamprophyres in the study area

代了华北克拉通底部的古老岩石圈地幔,从而形成新生岩石圈地幔。研究区煌斑岩正是在太平洋板块俯冲导致华北克拉通岩石圈减薄的构造背景下,俯冲沉积物熔体交代上覆岩石圈地幔形成新的富集岩石圈地幔源区,并发生含角闪石石榴石二辉橄榄岩的低度部分熔融,在板内快速拉张的构造境下,沿构造薄弱带侵入至地壳浅部形成的。

6 结论

(1)柳泉地区煌斑岩具斑状结构,斑晶主要由

黑云母和辉石假象组成,矿物组合略有差异,多为云辉斜煌岩。该煌斑岩具有低 SiO_2 、富铁镁钛、挥发分较高的特点,与钾镁煌斑岩差异较大,整体属钾质碱性煌斑岩。

(2)柳泉地区煌斑岩为同源岩浆演化的产物,具轻稀土元素强烈富集,轻、重稀土元素分馏程度高的特点,存在微弱的 Eu 负异常。相容元素 Cr、Ni、Co 含量与原始碱性玄武岩大致相当。不相容元素中除 Sr 相对亏损外,整体富集大离子亲石元素和轻稀土元素,高场强元素和重稀土元素相对亏损,与洋中脊玄武岩(MORB)差异显著,但与洋岛玄武岩(OIB)具有相似的重稀土元素地球化学特征,与岛弧玄武岩(IAB)具有相似的 Nb、Ta 强烈负异常特征。

(3)柳泉地区煌斑岩形成于中—新生代太平洋板块俯冲、板内快速拉张、岩石圈减薄的构造背景下,起源于深 75~100 km、受俯冲沉积物改造形成的富集岩石圈地幔源区,为含角闪石石榴石二辉橄榄岩的低度部分熔融并沿构造薄弱带上侵至地壳浅部形成的。

致谢:本文得到了江苏省地质矿产局第五地质大队施建斌教授级高级工程师的细心指导,野外考察、采样得到了江苏省地质调查研究院厉建华教授级高级工程师的大力帮助,在此一并致以诚挚的谢意!

参考文献

- [1] 周琦忠, 施建斌, 黄友波, 等. 江苏徐州西村金伯利岩管地质特征及其找矿意义[J]. 地质通报, 2019, 38(1): 152-162.
- [2] 黄友波, 周琦忠, 张琪, 等. 江苏徐州塔山橄榄玄武玢岩地球化学特征及其与金刚石成因关系[J]. 地质通报, 2019, 38(1): 132-142.
- [3] 周琦忠, 张琪, 宗德林, 等. 徐州贾汪地区暗色岩锆石 U-Pb 年龄及金刚石成因探讨[J]. 华东地质, 2018, 39(3): 202-211.
- [4] 蔡逸涛, 陈国光, 张洁, 等. 安徽栏杆地区橄榄辉长岩地球化学特征及其与金刚石成矿的关系[J]. 资源调查与环境, 2014, 35(4): 245-253.
- [5] 赵秀芳. 山东蒙阴西峪矿区深部与外围金刚石矿床地质特征及成因[J]. 华东地质, 2019, 40(2): 135-142.
- [6] 宋瑞祥. 中国金刚石矿床专论[M]. 北京: 地质出版社, 2013: 12-225.
- [7] 张文宽, 杨本锦. 钾镁煌斑岩型金刚石矿床的岩石化学特征及其找矿意义[J]. 地质地球化学, 1987(10): 65-70.
- [8] 梅厚钧, 唐春景, 李荪蓉, 等. 中国的钾镁煌斑岩和金伯利岩与金刚石矿床生成[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 1998, 28(增刊): 71-77.
- [9] 林玮鹏, 丘志力, 李子云, 等. 湖南宁乡 V 号岩管煌斑岩的岩石地球化学特征[J]. 资源调查与环境, 2009, 30(3): 180-187.
- [10] 柴凤梅, 帕拉提·阿布都卡迪尔, 张招崇, 等. 塔里木板块西南缘钾质煌斑岩地球化学及源区特征[J]. 地质论评, 2007, 53(1): 11-21.
- [11] 董朋生, 董国臣, 孙转荣, 等. 冀北五凤楼煌斑岩年代学、地球化学特征及其成因[J]. 现代地质, 2018, 32(2): 305-315.
- [12] 秦雨. 甘肃红石泉地区煌斑岩岩相学、地球化学特征及研究意义[D]. 南昌: 东华理工大学, 2017.
- [13] 卢良兆, 许文良. 岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 2011: 1-105.
- [14] BOYNTON W V. Cosmochemistry of the rare earth elements[J]. Developments in Geochemistry, 1984, 2: 63-114.
- [15] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社, 2016: 368-370.
- [16] 韩吟文, 马振东, 张宏飞, 等. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2003: 186-283.
- [17] SUN S S, McDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [M]//SAUDERS A D, NORRY M J. Magmatism in the ocean Basins. London: Geological Society, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [18] NIU Y L, REGELOUS M, WENDT I J, et al. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 199: 327-345.
- [19] EWART A, COLLERSON K D, REGELOUS M, et al. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-back-arc systems: The role of varying mantle wedge composition in space and time [J]. Journal of Petrology, 1998, 39(3): 331-368.
- [20] 杨浩田. 鲁西地区早白垩世煌斑岩的 Sr-Nd-Hf 同位素组成: 对华北克拉通东部岩石圈地幔性质的制约[D]. 长春: 吉林大学, 2018.
- [21] 袁和, 罗先熔, 李武毅, 等. 西藏古堆地区煌斑岩地球化学特征及其构造意义[J]. 地质与勘探, 2017, 53(2): 300-309.
- [22] HART S R, ALLEGE C J. Trace element constraints on magma genesis[M]//HARGRAVES R B. Physics of Magmatic Processes. Princeton University Press, 1980: 10.
- [23] 徐恒, 崔银亮, 张苗红, 等. 云南大理笔架山矿区煌斑岩地球化学、年代学及其对源区和成岩环境的指示[J]. 矿物岩石, 2015, 35(3): 41-51.
- [24] 林木森, 彭松柏, 吴长锋, 等. 桂北融水地区钾镁煌斑岩 Ar-Ar 年代学、地球化学特征及其构造意义[J]. 地质学报, 2019, 93(8): 1985-1997.
- [25] MUNKER C. Nb/Ta fraction in a Cambrian arc/back system, New Zealand: Source constraints and application of refined ICPMS techniques [J]. Chemical Geology, 1998, 144(1/2): 23-45.
- [26] FURMAN T, GRAHAM D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic Province[J]. Developments in Geotectonics, 1999, 24: 237-262.
- [27] DUGGEN S, HOERNLE K, VAN D B P, et al. Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere [J]. Journal of Petrology, 2005, 46(6): 1155-1201.
- [28] 江苏省地质局第五地质大队. 前五段(1/2)—郑集、韩庄(1/2)—贾汪幅 1: 50 000 区域地质矿产调查报告[R]. 徐州: 江苏省地质局第五地质大队, 1978.

- [29] 杨德彬, 许文良, 裴福萍, 等. 徐淮地区早白垩世 adakitic 岩石的年代学和 Pb 同位素组成: 对岩浆源区与华北克拉通东部构造演化的制约[J]. 岩石学报, 2008, 24(8): 1745-1758.
- [30] 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜. 岩石地球化学 [M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2000: 40-153.
- [31] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 胶北晚中生代煌斑岩的岩石地球化学特征及其成因研究[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 947-958.
- [32] 徐峥. 华北克拉通东南部新生代玄武岩地球化学研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2013.
- [33] 曾罡. 华北克拉通东南缘新生代碱性玄武岩的成因[D]. 南京: 南京大学, 2011.
- [34] 张喜. 华北克拉通东南缘燕山期岩浆岩与铁(铜金)矿床地球化学研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2017.
- [35] 顾海欧. 华北克拉通东南缘中生代岩浆作用: 对克拉通破坏启动机制和岩浆过程中镁同位素行为的制约[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2016.
- [36] 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 51-60.
- [37] 郑建平, 路凤香, 余淳梅, 等. 华北东部橄榄岩岩石化学特征及其岩石圈地幔演化意义[J]. 地球科学, 2006, 31(1): 49-56.

Geochemical characteristics and petrogenesis of the lamprophyres in Liuquan area of northern Jiangsu Province

ZHOU Qi-zhong, ZHANG Qi, FENG Xue-zhi, WANG Bo, QIU Lei, WANG Guo-qiang
(NO. 5 Geological Team of Jiangsu Geology and Mineral Bureau, Xuzhou 221004, China)

Abstract: The Liuquan area is the concentrated distribution area of lamprophyres in northern Jiangsu, accompanied by kimberlites, olivine basaltic porphyrites and so on. By studying the petrology and lithogeochemical characteristics of lamprophyres in the area, the petrogenesis and tectonic setting are discussed further in this paper. The results show that the lamprophyres are the product of comagmatic evolution, belonging to potassium alkaline series, characterized by low Si and rich Fe, Mg, Ca and Ti, enrichment of LILEs and LREEs, and depletion of HSFES and HREEs generally. They are formed under the background of Meso-Cenozoic Pacific plate subduction and lithospheric thinning, originating from the enriched lithospheric mantle source formed by subducted sediments at a depth of about 75~100 km, with the nature of low-degree partial melting of amphibole garnet-bearing lherzolite intruding into the shallow crust along the tectonic weak zones.

Key words: lamprophyre; lithogeochemistry; petrogenesis; Liuquan area of northern Jiangsu Province