

# 海南石碌铁矿基性岩脉地球化学特征及其地质意义

吴传军<sup>1,2</sup>, 张为民<sup>3</sup>, 许德如<sup>2</sup>, 王智琳<sup>4</sup>, 侯茂洲<sup>2,5</sup>, 于亮亮<sup>2,5</sup>

(1. 中国科学院南海海洋研究所 边缘海重点实验室 广东 广州 510301; 2. 中国科学院广州地球化学研究所 矿物科学与成矿学重点实验室 广东 广州 510640; 3. 河南省地矿局第一地质矿产调查院 河南 洛阳 471023; 4. 中南大学地球科学与信息物理学院 湖南 长沙 410038; 5. 中国科学院大学 研究生院 北京 100049)

**摘要:**海南石碌铁矿是我国最大的富铁矿床。对产于该矿床的基性岩脉进行了系统的岩石学和地球化学研究,探讨了其成岩环境和成岩方式及其与铁多金属矿的关系。结果表明,该基性岩脉主要由绿泥石(70%~83%)、石英(5%)、方解石(2%~3%)以及少量的磁铁矿、绢云母组成,岩石发生过强烈的蚀变作用,保留有辉石、斜长石的残留矿物假象;岩石相对富集大离子亲石元素和轻稀土元素、亏损高场强元素(Nb, Ta, Ti);在 Zr/Y-Zr、Ti-Zr-Y 图解上落于由岛弧向板内构造环境过渡区域。结合海南岛其它地方及中国东南部地区同时代基性岩脉的地球化学特征以及前人对该基性岩脉的定年研究(97 Ma),认为白垩世晚期海南岛已成为华南板块的一部分,与整个中国东南部一样经历了强烈的区域拉张作用,使得发生过流体交代作用的地幔岩石发生减压熔融,沿构造薄弱带灌入,同时携带了大量气水热液,对石碌铁多金属矿床进行了一定的改造富化。

**关键词:**基性岩脉;地球化学特征;地质意义;石碌铁矿;海南

**中图分类号:**P59 **文献标识码:**A **文章编号:**1674-3504(2015)01-0001-11

吴传军,张为民,许德如,等. 2015. 海南石碌铁矿基性岩脉地球化学特征及其地质意义[J]. 东华理工大学学报:自然科学版, 38(1):1-11.

Wu Chuan-jun, Zhang Wei-min, Xu De-ru, et al. 2015. Geochemical characteristics and its significance of mafic dikes of Shilu Fe-ore deposit in Hainan province [J]. Journal of East China Institute of Technology (Natural Science), 38(1):1-11.

石碌铁矿曾被誉为“亚洲最大的富铁矿床”,其矿体主要赋存于青白口系石碌群第六层透辉石透闪石岩中(许德如等 2009;王智琳等 2011),矿区及外围广泛发育不同时代、不同性质的侵入岩,包括印支期、燕山期花岗岩体、酸性及基性岩脉等。由于该矿床特殊的成矿地质背景和复杂的成矿地质条件,长期以来,吸引了众多地球科学工作者的关注。不同学者曾从矿物学、岩石学、地层学、构造地质学、矿床地球化学和地质年代学等多角度,探讨了矿床成因和富铁矿的形成机制,但至今仍未取得统一认识。其分歧之一是,石碌铁矿床的形成和富化除与火山-沉积变质有关外,是否还与沉积成矿期后的多期构造-岩浆事件改造有关(张仁杰等,

1989;方中等,1993;许德如等,2007,2008,2009;王智琳等,2011)。本文拟通过对矿区内研究十分薄弱的基性岩脉展开岩石学、地球化学研究,以探讨其岩石成因和构造背景,并结合石碌铁矿的矿床地质特征,进一步探讨该矿床是否受到后期构造-岩浆事件改造富集作用。

## 1 地质概况及岩石学特征

海南岛位于太平洋板块、印度-澳大利亚板块和欧亚板块三叉结合部位,受太平洋和特提斯两大构造域联合控制,表现出复杂的大地构造演化格局和长期的地质演化历史(许德如等 2006)。海南岛内的基性岩脉分布广泛,主要见于三亚、琼海、昌江等地,侵位年龄主要为 81 Ma, 93 Ma 和 101 Ma(葛小月等 2003;唐立梅等 2010)。

石碌矿区位于昌江-琼海断裂南侧(图 1a), 出露于矿区及外围的地层主要有长城系抱板群、蓟县-青白口系石碌群、震旦系石灰顶组、志留系空列村组、石炭系南好组-青天峡组、二叠系峨查组-鹅顶

收稿日期:2014-06-25

基金项目:国家自然科学基金(40773017)

作者简介:吴传军(1985—),男,博士,主要从事构造成矿与资源预测研究。E-mail: wuchuanjun321@126.com 通讯作者:许德如(1966—),男,研究员,博士生导师,主要从事大陆边缘构造与成矿学研究。Email: xuderu@gig.ac.cn

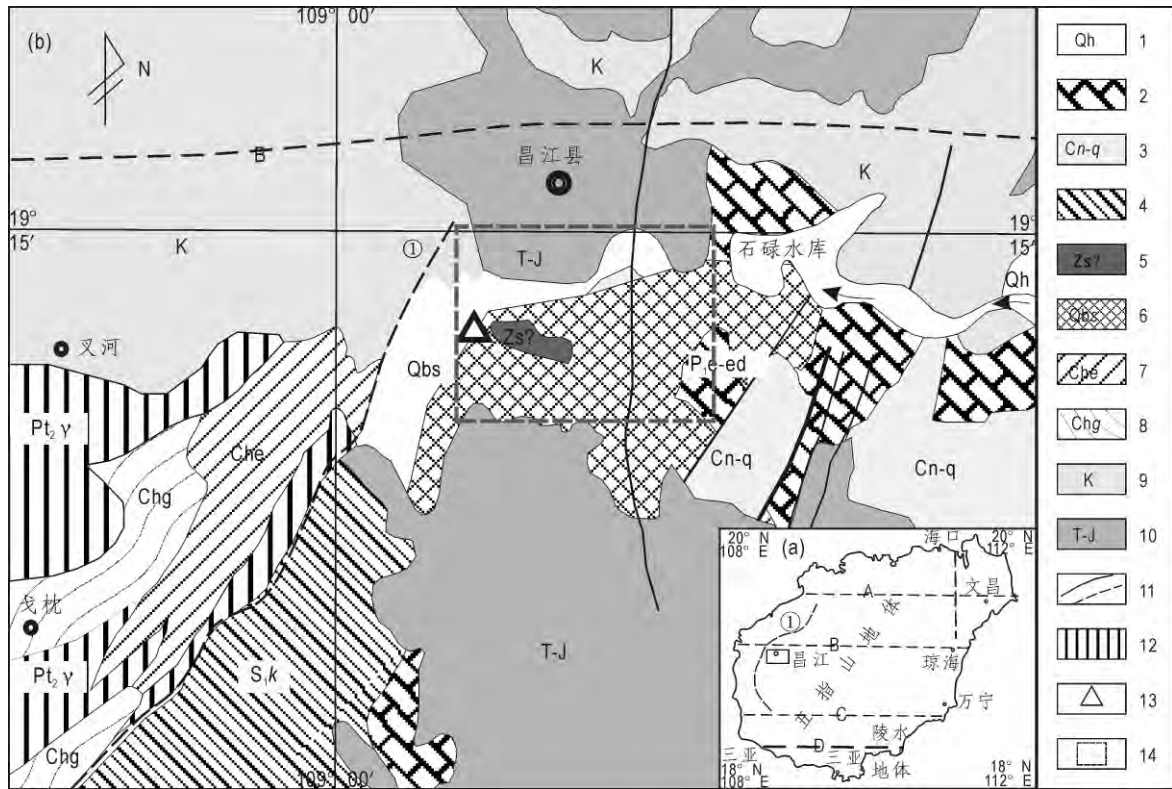


图1 海南石碌铁矿区域地质简图(据 Xu et al 2013 修改)

Fig.1 Regional geological map of Shilu iron deposit in Hainan Island(after Xu et al 2013)

1. 中生代盖层;2. 下二叠统泥岩、砂岩、灰岩等;3. 中、下石炭统角砾岩、砂岩、结晶灰岩等;4. 下志留统绢云母石英砂(泥)岩、变质石英砂、炭质千枚岩等;5. 震旦系石灰顶组(?);6. 蓟县生活经验-青白口系石碌群;7. 长城系托板群峨嵋岭组;8. 长城系托板群戈枕村组;9. 燕山晚期花岗岩;10. 印支期-燕山早期花岗岩;11. 实测和推测断裂;12. 中元古代片麻状二长花岗岩和花岗闪长岩;13. 采样位置;14. 石碌矿区位置。A. 王五-文教断裂;B. 昌江-琼海断裂;C. 尖峰-吊罗断裂;D. 九所-陵水断裂;①戈枕断裂

组和南龙组等(图1b)。矿区及周缘南、北、西三面为侵入岩所环绕,南面和北面为印支-燕山早期斑状黑云母二长花岗岩、钾长花岗岩,普遍具片麻状构造,部分为条带状、眼球状构造。矿区西部为燕山晚期花岗岩、角闪黑云母二长花岗岩。此外,矿区及外围尚发育酸性和基性岩脉,其宽度一般较小,常沿岩石节理或片理顺层贯入,以NE40~50°和近SN向延伸为主,在石碌水库等多处见基性岩脉被酸性岩脉切割。据同位素年龄测定,这些基性岩脉形成时代为97~100 Ma(中国科学院华南富铁科学研究所,1986)。

本文所研究的基性岩样品产自石碌矿区南六矿段,常沿白云岩层间或节理贯入(图2a)。岩石手标本呈灰黑色。显微镜下,岩石遭受过强烈的绿泥石化作用(图2c),可见辉石、斜长石残留斑晶或矿物假象(图2b、2d);基质由斜长石、辉石、石英组成,并普遍遭受了绿泥石化蚀变作用。采用德国BRUKER D8ADVANCE型X射线衍射仪(Cu单色)

对粉末样品进行分析显示,该基性岩脉主要含绿泥石(70%~83%)、石英(14%)和方解石(13%),与显微镜下观察结果一致。

## 2 数据来源及分析方法

对样品进行了主量、微量及稀土元素分析,所有的分析均在中国科学院广州地球化学研究所同位素与地质年代学国家重点实验室完成。其中,主量元素分析采用XRF方法,分析精度优于2%~5%;微量及稀土元素分析采用ICP-MS方法,分析精度优于1%~3%,分析流程参见刘颖等(1996)。分析结果见表1。

## 3 地球化学特征

### 3.1 主量元素特征

石碌矿区基性岩脉的SiO<sub>2</sub>含量介于42.57%~45.48%,平均为44.63%,K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O的含量介

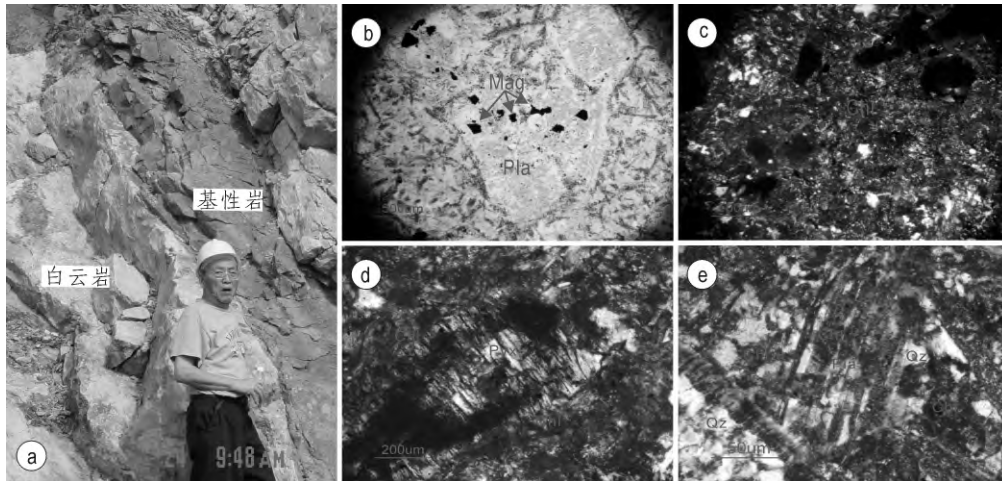


图 2 海南石碌铁矿基性岩脉宏观及显微照片

Fig.2 Macroscopic and microscopic photos of mafic dikes in Shilu Fe – ore deposit

性岩脉野外产状;b. 斑状结构:斑晶为斜长石假象;c. 岩石发生强烈的绿泥石化;d. 辉石残留体;e. 斜长石双晶发生绿泥石化;Mag. 磁铁矿;Pla. 斜长石;Chl. 绿泥石;Pyx. 辉石;Qz. 石英

表 1 海南石碌矿区基性岩脉的主量元素 (%) 及微量元素 (µg/g) 分析结果

Table 1 Major (%) and trace element (µg/g) data for ShiLu mafic dikes in Hainan Island

| 样品号                            | SL-01 | SL-02 | SL-03 | SL-04 | SL-05 | SL-06 | SL-07  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45.48 | 44.17 | 44.23 | 45.25 | 45.12 | 45.57 | 42.57  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.78  | 0.79  | 0.78  | 0.78  | 0.78  | 0.78  | 0.68   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.5  | 12.74 | 12.74 | 12.62 | 12.61 | 12.46 | 11.23  |
| FeO*                           | 9.64  | 9.6   | 9.54  | 9.55  | 9.57  | 9.62  | 9.4    |
| MnO                            | 0.06  | 0.06  | 0.06  | 0.06  | 0.06  | 0.06  | 0.08   |
| MgO                            | 20.74 | 21.66 | 21.67 | 20.78 | 20.81 | 20.63 | 19.58  |
| CaO                            | 0.72  | 0.6   | 0.6   | 0.72  | 0.72  | 0.72  | 4.75   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.28  | 0.19  | 0.2   | 0.29  | 0.29  | 0.28  | 0.09   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.19  | 0.19  | 0.2   | 0.2   | 0.19  | 0.19  | 0.17   |
| 烧失量                            | 9.13  | 9.57  | 9.52  | 9.25  | 9.4   | 9.18  | 11.61  |
| 总计                             | 99.53 | 99.58 | 99.55 | 99.5  | 99.55 | 99.51 | 100.17 |
| Mg <sup>#</sup>                | 81.9  | 82.6  | 82.6  | 82.0  | 82.0  | 81.8  | 81.4   |
| Sc                             | 28.55 | 28.78 | 28.8  | 27.79 | 28.48 | 42.68 | 28.74  |
| Ti                             | 4 012 | 4 057 | 4 049 | 3 933 | 3 965 | 6 135 | 3 455  |
| V                              | 191.1 | 193.8 | 195.9 | 186.1 | 191.1 | 291.1 | 176.1  |
| Cr                             | 1002  | 1047  | 1211  | 1011  | 1085  | 1651  | 1517   |
| Co                             | 39.73 | 38.06 | 38.2  | 39.23 | 39.71 | 59.4  | 50.16  |
| Ni                             | 201.6 | 202.8 | 201.5 | 204   | 200   | 305.1 | 304.8  |
| Rb                             | 19.79 | 12.93 | 12.85 | 20.74 | 20.47 | 30.36 | 5.797  |
| Ba                             | 76.86 | 77.4  | 77.13 | 76.41 | 77.4  | 121.3 | 36.57  |
| Sr                             | 11.61 | 11.94 | 12    | 11.75 | 11.88 | 18.23 | 32.18  |
| Th                             | 3.784 | 3.891 | 3.957 | 3.752 | 3.86  | 5.901 | 3.345  |

续表

| 样品号  | SL-01  | SL-02 | SL-03  | SL-04  | SL-05  | SL-06   | SL-07  |
|------|--------|-------|--------|--------|--------|---------|--------|
| U    | 1.279  | 1.32  | 1.301  | 1.337  | 1.335  | 2.104   | 1.192  |
| Cu   | 71.21  | 56.45 | 58.17  | 71.88  | 68.71  | 103.4   | 53.32  |
| Pb   | 17.56  | 17.83 | 17.35  | 17.06  | 17.31  | 25.68   | 18.47  |
| Zn   | 75.44  | 78.51 | 78.49  | 78.09  | 78.28  | 117.3   | 82.44  |
| Ga   | 12.82  | 13.16 | 13.1   | 12.75  | 12.87  | 19.78   | 10.48  |
| Ge   | 4.121  | 4.341 | 4.382  | 4.387  | 4.41   | 6.806   | 4.114  |
| Zr   | 86.03  | 87.89 | 88.3   | 84.17  | 86.41  | 132.1   | 73.71  |
| Cs   | 9.014  | 8.979 | 8.919  | 9.273  | 9.287  | 14.12   | 6.26   |
| Hf   | 2.4    | 2.419 | 2.52   | 2.378  | 2.488  | 3.721   | 2.118  |
| Nb   | 4.823  | 4.831 | 4.802  | 4.736  | 4.682  | 7.356   | 3.977  |
| Ta   | 0.376  | 0.379 | 0.373  | 0.365  | 0.364  | 0.56    | 0.305  |
| Y    | 14.66  | 14.59 | 14.87  | 14.62  | 14.91  | 23.22   | 17.25  |
| La   | 13.46  | 14.35 | 14.47  | 13.21  | 13.39  | 20.67   | 14.24  |
| Ce   | 29.59  | 31.01 | 31.27  | 29.32  | 29.62  | 45.61   | 30.67  |
| Pr   | 3.957  | 4.175 | 4.241  | 3.962  | 4.03   | 6.211   | 4.136  |
| Nd   | 16.52  | 17.25 | 17.68  | 16.5   | 17.09  | 26.11   | 17.14  |
| Sm   | 3.388  | 3.513 | 3.593  | 3.365  | 3.483  | 5.371   | 3.522  |
| Eu   | 0.387  | 0.392 | 0.394  | 0.368  | 0.384  | 0.585   | 0.459  |
| Gd   | 3.047  | 3.197 | 3.285  | 3.056  | 3.201  | 4.953   | 3.371  |
| Tb   | 0.483  | 0.498 | 0.511  | 0.474  | 0.495  | 0.761   | 0.546  |
| Dy   | 2.887  | 2.91  | 2.995  | 2.89   | 3.007  | 4.575   | 3.402  |
| Ho   | 0.599  | 0.608 | 0.634  | 0.604  | 0.625  | 0.984   | 0.721  |
| Er   | 1.582  | 1.595 | 1.668  | 1.599  | 1.688  | 2.565   | 1.943  |
| Tm   | 0.243  | 0.242 | 0.254  | 0.239  | 0.248  | 0.38    | 0.274  |
| Yb   | 1.596  | 1.57  | 1.666  | 1.601  | 1.629  | 2.531   | 1.75   |
| Lu   | 0.242  | 0.25  | 0.257  | 0.239  | 0.254  | 0.395   | 0.263  |
| ΣREE | 77.981 | 81.56 | 82.918 | 77.427 | 79.144 | 121.701 | 82.437 |
| δEu  | 0.37   | 0.36  | 0.35   | 0.35   | 0.35   | 0.35    | 0.41   |

注:  $Mg^{\#} = 100 \times (Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}))$  ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  为摩尔当量),  $\delta Eu = Eu_{CN} / \sqrt{Sm_{CN} \times Gd_{CN}}$  ( $Eu_{CN}$ ,  $Sm_{CN}$ ,  $Gd_{CN}$  为球粒陨石标准化值)。

于 0.1% ~ 0.3%, CaO 的含量介于 0.6% ~ 4.75%。其 K, Na, Ca 的含量比大多数基性岩低, 表明 K, Na, Ca 可能在蚀变过程中发生了显著的丢失, 而  $Al_2O_3$  和  $Fe_2O_3$  (T) 含量分别为 11.23% ~ 12.74%、10.44% ~ 10.71%, 与大多数基性岩相同 (葛小月等, 2003; 张贵山等, 2007),  $MgO$  含量为 19.58% ~ 21.76%,  $Mg^{\#}$  达到 81.4% ~ 82.6%, 表明岩石发生过明显的镁铁矿物的堆晶作用,  $TiO_2$  含量为 0.68% ~ 0.79%, 比大多数基性岩低, 与受地壳混染岩石或岛弧火山岩特点相似 (夏林圻等, 2007)。

在以  $MgO$  含量为横坐标的 Harker 图解上 (图 3),  $MgO$  与  $Al_2O_3$  显示正相关, 表明在岩浆演化过程中可能发生过斜长石的分离结晶作用, 这也与显微镜下观察到岩石具有斜长石斑晶矿物假象现象相符; 而随着  $MgO$  含量的变化,  $P_2O_5$  及  $TiO_2$  的含量无明显变化, 表明在岩浆演化过程中未发生明显的磷灰石和钛铁氧化物的分离结晶作用。

### 3.2 微量元素特征

该基性岩脉经历了强烈的蚀变作用, 大量挥发份 ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) 的参与及碱质的迁移, 使涉及岩石类

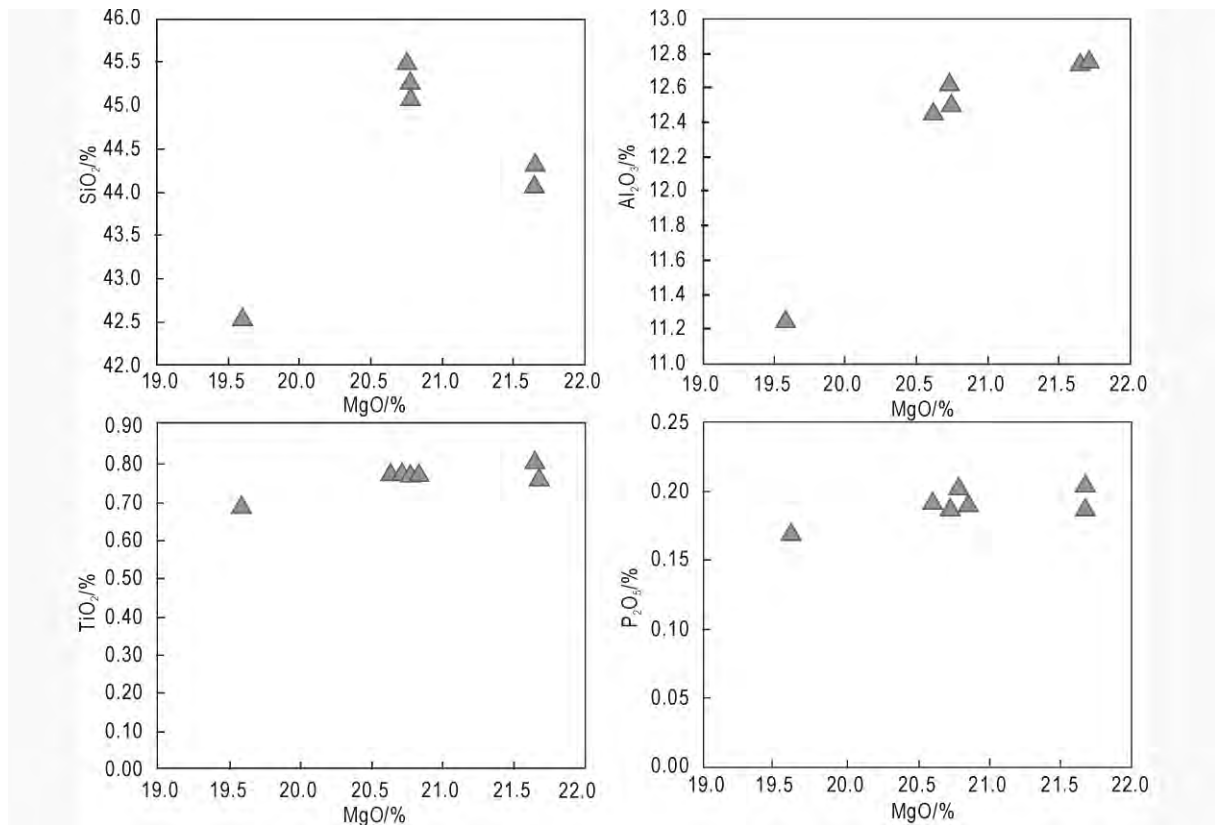


图 3 海南石碌基性岩脉的 Harker 图解

Fig. 3 Harker-type oxides vs MgO for Shilu mafic dikes in Hainan Island

型划分的 TAS 图解不能对岩石类型进行准确地判别。因此,主要采用不活泼 Ti, Zr, Y, Nb 等进行岩石类型的讨论,这几种元素在玄武岩岩石类型判别上非常灵敏,已被广泛采用 (Mebchede, 1986; 张鸿翔等, 2001)。在 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y 图解中 (图 4a), 所有样品均落入亚碱性玄武质范围, 表明原岩属于亚碱性玄武岩。

石碌矿区基性岩脉的过渡元素 Cr 和 Ni 含量变化较大, Cr 含量为 1 002 ~ 165 μg/g, Ni 含量为 200 ~ 305.1 μg/g, 表明发生过一定程度的结晶分异作用。在过渡元素 Sc, Ni, V, Cr, Co, Ti 的原始地幔标准化图解上呈“W”型 (图 4b), 明显亏损 Ni, Cr 和 Co, 显示出地幔衍生岩石的过渡元素分布特征 (李昌年等, 1992)。微量元素原始地幔标准化蛛网图上 (图 5a), Pb 元素出现强烈富集, 大离子亲石元素 (Rb, Th, U) 和 LREE 出现较明显富集, Ba, Sr 表现为强烈亏损, 表明岩石在蚀变作用过程中 Ba, Sr 等活泼元素发生了明显的迁移, 而高场强元素 Nb, Ta, Ti 表现为明显亏损。总体来看, 该基性岩脉的微量元素原始地幔标准化图与夏林圻等 (2007) 提

供的某些典型岛弧钙碱性玄武岩和岛弧拉斑玄武岩相似, 更与张鸿翔等 (2001) 提供的扬子板块西缘早元古代俯冲体系大陆边缘和弧后盆地形成的基性火山岩相似, 表明其形成有一定壳源物质的参与。壳源物质的参与包括两种形式: 岩浆在上升过程中存在地壳物质的混染以及岩浆源区存在地壳物质或流体交代混合 (谢桂青等, 2002)。然而, 研究区基性岩脉的 Nb/U, Ce/Pb, Nb/La 平均值为 3.5, 1.73, 0.39, 远低于典型的未受地壳混染的 MORB 和 OIB 的值 (47 ± 10, 25 ± 5, 1.0), 也低于地壳大陆平均值 (12, 4.12, 0.7) (Hoffman et al., 1986; Taylor et al., 1995; Sun et al., 1989; Gao et al., 1998), 并且由于地壳一般具有富 Th, 低 Nb, 低 Ti 的特征, 如果岩石发生地壳混染作用必然导致 Nb, Th 之间存在负相关关系, 本区基性岩脉的 Th-Nb, Th-Ti 呈明显的正相关关系 (图 6), 表明基性岩脉在上升就位过程中未遭受过明显的地壳混染作用。因此, 岩石的形成与源区存在壳源物质或流体交代混合作用有关。

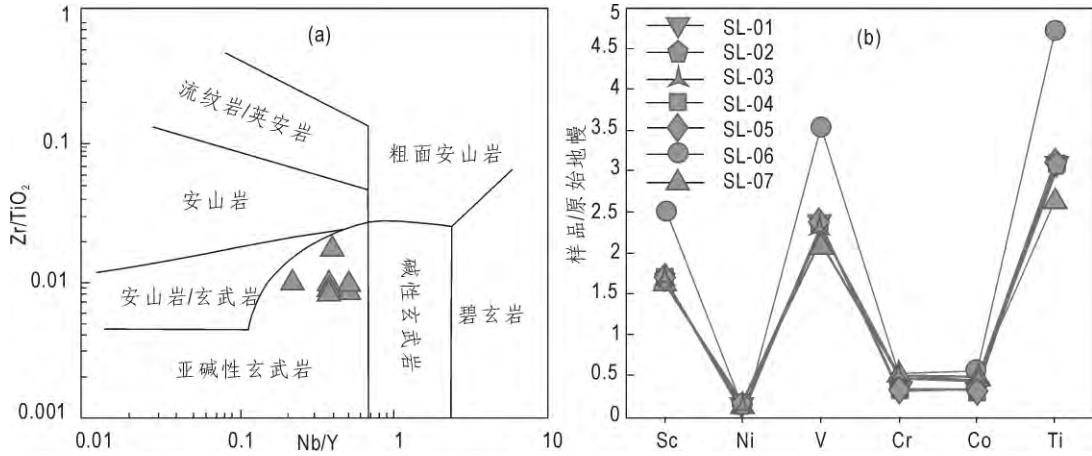


图4 海南石碌矿区基性岩脉 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y 判别图和过渡元素原始地幔标准图

Fig. 4 Diagram of Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y and primitive mantle-normalized transition element pattern for mafic dikes of Shilu mining area in Hainan Island

a. 据 Winchester 等(1977)和过渡元素原始地幔标准化分布图; b. 标准化值引自 Sun(1982), Sc 的标准化值引自 Jagoutz 等(1979)

3.3 稀土元素特征

样品稀土元素总量为 77 ~ 121 μg/g, 平均为 86 μg/g, LREE 含量为 66 ~ 104 μg/g, 平均为 72 μg/g, HREE 含量为 10 ~ 17 μg/g, 平均为 12 μg/g, LREE/HREE = 6.1 ~ 6.4, (La/Yb)<sub>N</sub> 为 8.17 ~ 9.14, 富集轻稀土元素, 在 REE 配分图上呈一明显的右倾曲线(图 5a), 类似于活动大陆边缘或岛弧环境玄武岩(张红翔等 2001; 夏林圻等 2007), 而明显区别于正常洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩。并显示出较强的 Eu 负异常特征 δEu 为 0.35 ~ 0.41, 暗示源区可能发生了较强的斜长石分离结晶作用。

4 讨论及结论

4.1 岩石成因

石碌矿区基性岩脉遭受过强烈的蚀变作用, 保留有辉石、斜长石斑晶的矿物假象。主量元素具有低 SiO<sub>2</sub> (平均 44.63%, 属基性岩范围), 高 MgO 特征(平均 20.84%), 而且随着 MgO 增加, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量相应增加, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 及 TiO<sub>2</sub> 的含量无明显变化, 表明在岩浆演化过程中该基性岩脉发生过辉石等含镁矿物的堆积以及斜长石的分离结晶作用, 而未出现明显的磷灰石和钛铁氧化物的分离结晶作用。微

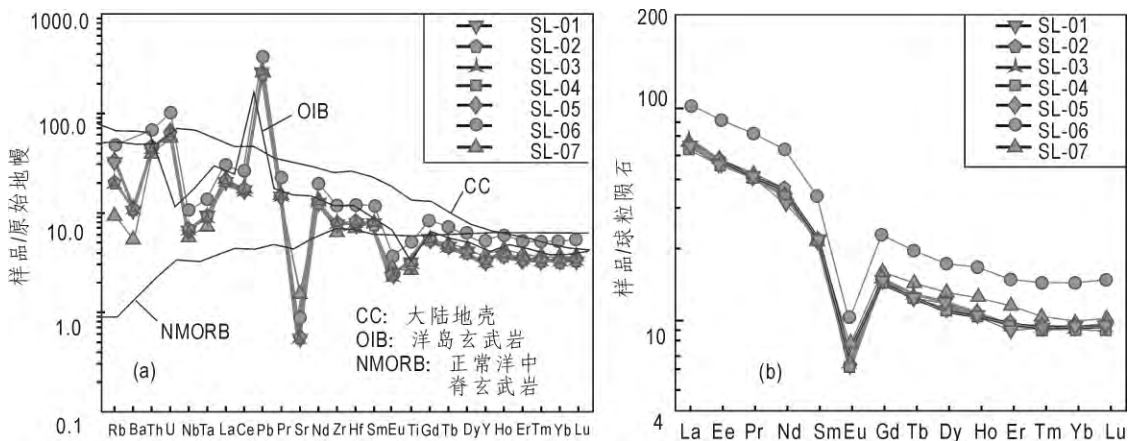


图5 石碌基性岩脉微量元素原始地幔标准化蛛网图和稀土元素球粒陨石标准化分布图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized multi-element plots for mafic dikes of Shilu mining area in Hainan Island

a. 据 Sun 等(1989)和石碌基性岩脉稀土元素球粒陨石标准化分布图; b. 据 Sun 等(1989)

量元素具有相对富集大离子亲石元素 Rb, Th (K, Sr, Ba 除外) 及轻稀土元素, 亏损 Nb, Ta, Ti 等高场强元素的特征。前文已述及该基性岩岩浆在上升过程中未发生明显的地壳物质混染, 那么该岩石所表现出来的源区混合特点很可能反应了地幔源区曾经受到了俯冲流体交代作用的影响 (Gill, 1981; 李献华等, 1997; 谢桂青等, 2002; 葛小月等, 2003; 唐立梅等, 2010)。地幔交代作用的流体主要有三种形式: ①深部地幔上升的流体 (Green et al., 1988); ②板块俯冲富含 ALK、LREE 及不相容元素的脱水俯冲流体 (Keppler, 1996; Zhou et al., 2000); ③地幔低度部分熔融形成的流体 (Schiano et al., 1992)。

中国科学院华南富铁科学研究所 (1986) 对该区基性岩脉进行的同位素年龄测定结果为 97 ~ 100 Ma, 属中生代时期侵入, 该时期中国东南部发生的重要地质事件为古太平洋板块对欧亚大陆的俯冲

消减作用, 俯冲流体交代地幔的现象普遍存在, 并且流体来自俯冲脱水作用 (Zhou et al., 2000; 张贵山等, 2007; 唐立梅等, 2010)。利用 Th/Zr-Ba/Zr 图解可以有效判别俯冲-交代过程中蚀变洋壳流体与地壳物质在源区演化的作用, 因为 Zr 是高场强元素, 地球化学性质不活泼; Th 是亲地壳元素, 能够指示地壳物质加入源区的程度, 流体中 Th 为不活泼元素; Ba 属于大离子亲石元素, 在蚀变洋壳中含量很高 (Keppler et al., 1996; 张贵山等, 2007; 唐立梅等, 2010)。从图 7a 中可以看出, 石碌基性岩脉主要在 MORB 与蚀变洋壳流体及地壳物质之间进行演化, 反应了它们在成岩过程中受到了俯冲流体的交代作用。La/Yb 和 Sm/Yb 比值能够反映岩浆源区石榴石和尖晶石含量变化及岩浆起源深度 (Xu et al., 2005), 从图 7b 可见, 该基性岩脉样品接近于石榴石二辉橄榄岩的熔融曲线, 表明岩浆起源于石榴石相的地幔部分熔融。

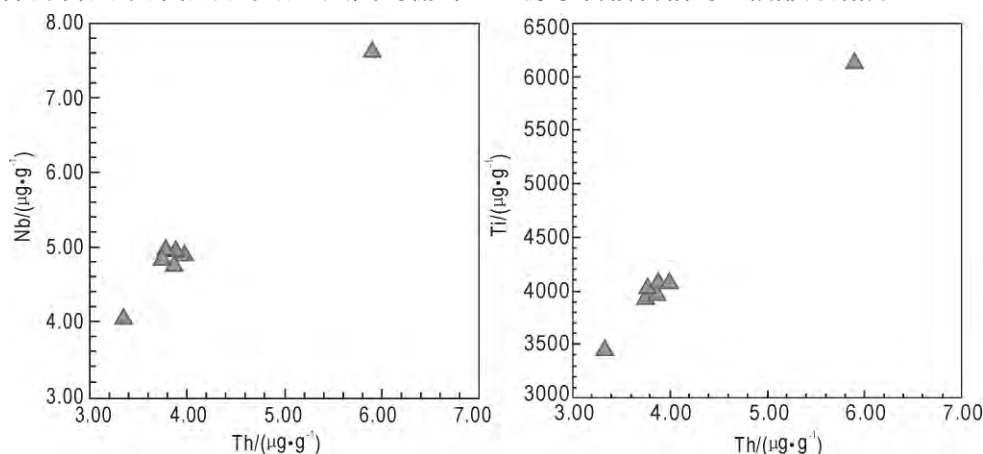


图 6 海南石碌基性岩脉 Nb-Th 及 Ti-Th 图解

Fig. 6 Nb-Th and Ti-Th diagrams for Shilu mafic dikes in Hainan Island

#### 4.2 构造意义

基性岩脉是深部热-动力作用在地表的重要表现形式 (邵济安等, 2003), 是起源于地幔的基性岩浆充填于先存破裂或区域性节理形成的, 是岩石圈伸展和地壳拉张的产物 (Weaver et al., 1981; Hoek et al., 1995; Hou et al., 2006; Peng et al., 2008)。

本区基性岩脉形成于 97 ~ 100 Ma (中国科学院富铁科学研究所, 1986), 属白垩世晚期侵入。在 Zr/Y-Zr 图解中落入靠近板内玄武岩的位置, 在 Zr-Y-Nb 图解中落入板内玄武岩及火山弧玄武岩共存区域, 表明该基性岩脉的构造环境具有岛弧与板内环境过渡的特点。晚白垩世的基性岩脉在海南岛

广泛存在, 如琼南三亚地区的基性岩脉形成于 81 Ma, 93 Ma (葛小月, 2003; 唐立梅, 2010); 琼海阳江、昌江叉河地区基性岩脉形成于 101 Ma, 93 Ma (唐立梅等, 2010)。这些基性岩脉构成了晚白垩世海南岛基性岩脉(墙)带。与此相应, 中国东南部普遍发育基性岩脉, 如李献华等 (1997) 对粤北白垩纪基性岩脉年代学和地球化学进行了系统的研究, 认为其主要形成于 ~140 Ma, ~105 Ma 和 ~90 Ma 三个阶段, 李寄嶠 (1994) 和张贵山等 (2007) 对福建地区基性岩脉进行研究表明, 认为其形成时代主要集中在 57.8 Ma, 76 ~ 92 Ma, 谢桂青等 (2002) 对赣西北基性岩脉的研究表明其形成于 120 ~ 110 Ma。综合前人的研究, 表明华南在 57.8 ~ 140 Ma 期间,

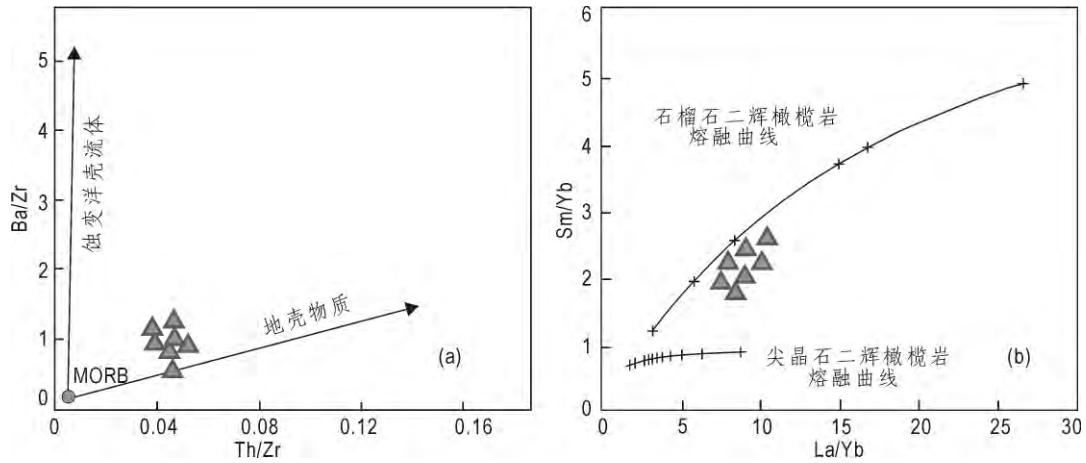


图7 海南石碌基性岩脉的 Th/Zr-Ba/Zr 图解及 La/Yb-Sm/Yb 图解

Fig. 7 Th/Zr-Ba/Zr and La/Yb-Sm/Yb diagram for Shilu mafic dikes in Hainan Island

主要处于拉张构造背景之下,且晚白垩世表现最为强烈。结合海南岛基性岩脉形成时代,表明海南岛在晚白垩世是华南板块的一部分,与整个中国东南部一样处于拉张的构造性质作用之下。

4.3 成矿暗示

石碌矿床构造变形强烈,伴有多期次热液蚀变和成矿事件,近矿围岩透辉石透闪石岩及矿体硅化、绿帘石化、绿泥石化、黄铁矿化等蚀变现象发育,不同期次的矿脉互相穿插(许德如等,2008,2009)。Xu等(2013)总结了其成矿模式认为石碌铁矿床的形成经历了四个阶段,第一阶段:新元古代(860~830 Ma)发生海相火山岩喷发,沉积于弧后盆地中形成石碌群及相应的初始含铁建造(BIF)层(图9a);第二阶段:晋宁期以来(830~360 Ma)

发生强烈的NW-SE向褶皱并伴随相应变质作用,使石碌群初始含铁建造发生富集;第三阶段:晚二叠到早侏罗期间(250~210 Ma)花岗岩大量侵入对先存矿体进行叠加改造;第四阶段:燕山期(130~90 Ma)岩浆热液对矿床进行了叠加改造富集。

前文已述及,海南岛在晚白垩世处于强烈的拉张构造作用之下,该拉张事件使石碌区内断裂重新活动,为岩体的侵位和热液上升提供了构造条件,使得花岗岩、花岗斑岩大量侵入以及岩浆期后热液岩断裂通道上升,从而使铁、钴和铜再次发生活化迁移富集。在石碌区内可见各种后期的方解石脉、硬石膏脉、黄铁矿-磁黄铁矿-黄铜矿脉、方铅矿-闪锌矿脉体沿着NNE-NE向和NNW-SN向断裂或裂隙充填,使得先前的铁矿体和钴铜矿体呈菱

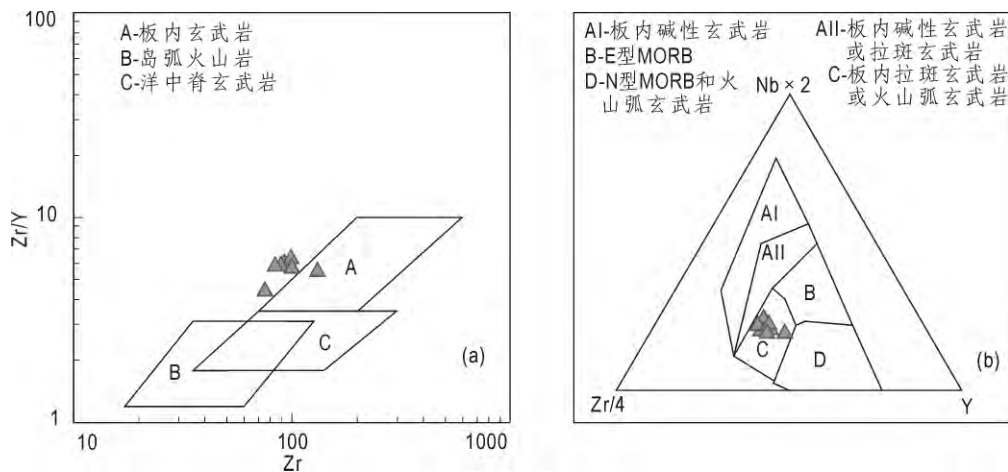


图8 石碌基性岩脉 Zr/Y-Zr 和 Nb-Zr-Y 图解

Fig. 8 Zr/Y-Zr and Nb-Zr-Y diagram for Shilu mafic dikes

a. 据 Pearce 等(1979); b. 据 Meschede (1986)



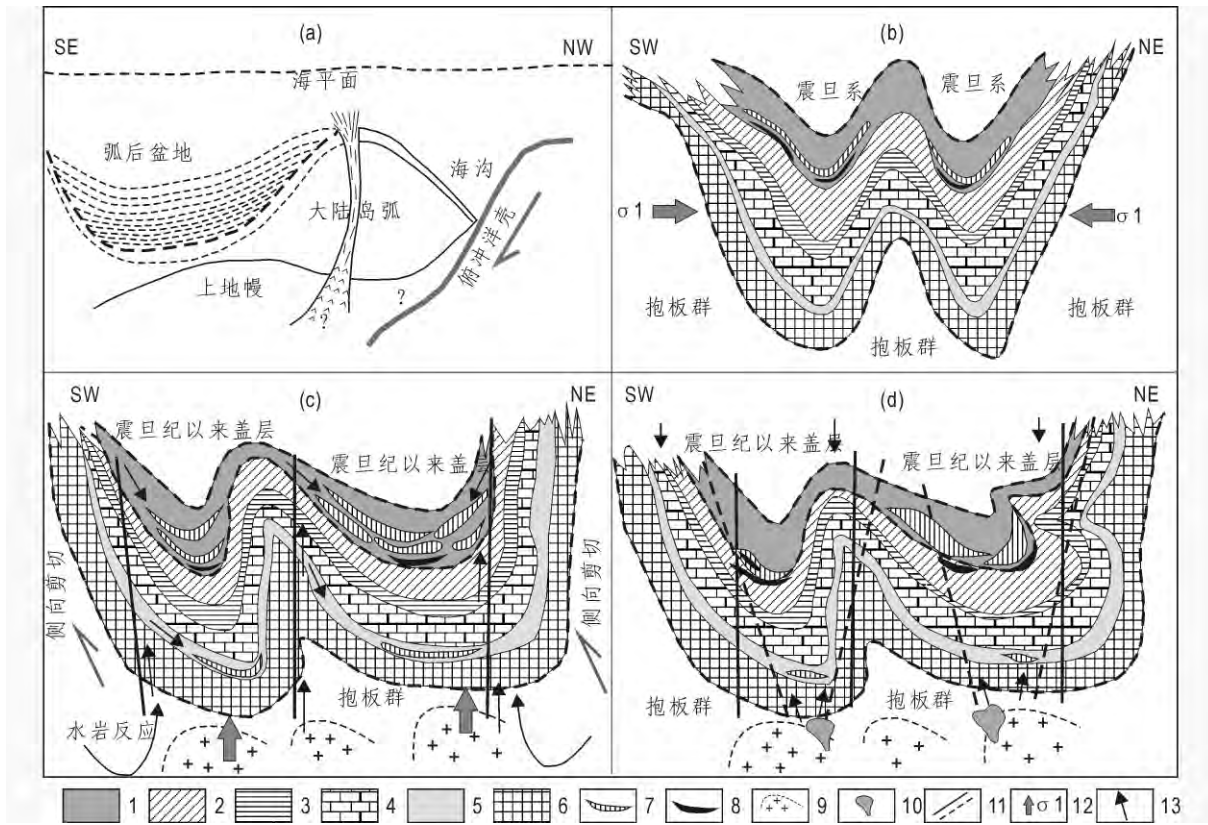


图 9 海南石碌铁矿成矿模式图(据 Xu et al 2013)

Fig.9 Schematic model illustrating a multi-stage evolution of Shilu Fe-ore deposit in Hainan Island(after Xu et al 2013)

- 1. 石碌群第六层;2. 石碌群第五层;3. 石碌群第四层;4. 石碌群第三层;5. 石碌群第二层;6. 石碌群第一层;7. 铁矿体;8. 钴铜矿体;
- 9. 印支期-燕山早期花岗岩;10. 燕山晚期岩体及岩脉;11. 断层或层间滑脱断层;
- 12. 主应力及其剪切方向;13. 流体运移方向或大气降水

形块状、囊状及角砾状, 这期热液蚀变主要是形成晚期脉型、网脉性钴铜矿和脉型、浸染型铅锌矿, 也进一步证实燕山晚期白垩世拉张事件使断裂重新活动所导致的岩浆侵入及热液改造对石碌铁矿的成矿富化具有一定的影响。

参考文献

方中, 徐士进, 陈克荣, 等. 1993. 海南岛石碌群双峰火山岩 Sm-Nd 同位素特征兼论石碌铁矿成矿背景[J]. 地球化学, (4): 326-336.

葛小月, 李献华, 周汉文. 2003. 琼南晚白垩世基性岩墙群的年代学、元素地球化学和 Sr-Nd 同位素研究[J]. 地球化学, 32(1): 11-18.

李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 北京: 中国地质大学出版社: 1-195.

李寄嶠. 1994. 澎湖地区玄武岩类与福建地区基性岩脉之定年学与地球化学研究兼论中生代晚期以来中国东南地函之演化[D]. 台北: 台湾大学.

李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学[J]. 地球化学, 26(2): 14-30.

刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素[J]. 地球化学, 25(6): 552-558.

邵济安, 张东北, 张履桥, 等. 2003. 大同地区早古生代煌斑岩-碳酸岩岩墙群[J]. 岩石学报, 19(1): 93-104.

唐立梅, 李汉林, 董传万, 等. 2010. 中国东南部晚中生代构造伸展作用——来自海南岛基性岩墙群的证据[J]. 岩石学报, 26(4): 1204-1216.

王智琳, 许德如, 张玉泉, 等. 2011. 海南石碌铁矿床花岗闪长斑岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 35(2): 292-299.

夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2007. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩[J]. 岩石矿物学杂志, 26(1): 77-89.

谢桂青, 胡瑞忠, 贾大成. 2002. 赣西北基性岩脉的地质地球化学特征及其意义[J]. 地球化学, 31(4): 329-337.

许德如, 王力, 肖勇, 等. 2008. “石碌式”铁氧化物-铜(金)-钴矿床成矿模式初探[J]. 矿床地质, 27(6): 681-694.

许德如, 夏斌, 李鹏春, 等. 2006. 海南岛西北部前寒武纪花岗岩岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 30(4): 510-518.

许德如, 肖勇, 马驰, 等. 2007. 海南岛元古宙花岗岩-绿岩带基本特征及其与铁多金属矿产关系[J]. 中国地质, 34(增): 84-96.

- 许德如,肖勇,夏斌,等. 2009. 海南石碌铁矿床成矿模式与找矿预测[M]. 北京:地质出版社:1-331.
- 张贵山,温汉捷,胡瑞忠,等. 2007. 闽东南基性岩脉成因及动力学背景研究: Sr-Nd 同位素、元素地球化学[J]. 岩石学报, 023(04): 793-803.
- 张鸿翔,徐志方,马英军,等. 2001. 大陆溢流玄武岩的地球化学特征及起源[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 26(3): 261-267.
- 张仁杰,冯少南,徐光洪,等. 1989. Chuaria-Tawuia 生物群在海南岛石碌群的发现及意义[J]. 中国科学(B 辑), (3): 304-313.
- 中国科学院华南富铁科学研究队. 1986. 海南岛地质与石碌铁矿地球化学[M]. 北京:科学出版社:1-376.
- Xu Deru, Wang Zhilin, Cai Jianxin, et al. 2013. Geological characteristics and metallogenesis of the shilu Fe-ore deposit in Hainan Province, South China[J]. Ore Geology Reviews, (53): 318-342.
- Gao S, Luo T C, Zhang B R, et al. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. Geochemica et Cosmochimica Acta, (62): 1959-1975.
- Gill J B. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics [J]. Berlin: Springer Verlag 358-360.
- Green D H, Wallace M E. 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts[J]. Nature, 336: 459-462.
- Hoek J D, Seitz H M. 1995. Continental mafic dykes swarms as tectonic indicators: an example from the Vestfold Hills, East Antarctica [J]. Precambrian Research, 75: 121-139.
- Hoffman A W, Jochum K P, Seufert M, et al. 1986. Nd and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution [J]. Earth and Planetary Science Letters, 79: 33-45.
- Hou G T, Liu Y L, Li J H. 2006. Evidence for ~1.8 Ga extension of the Eastern Block of the North China Craton from SHRIMP U-Pb dating of mafic dykes swarms in Shandong Province [J]. Journal of Asian Earth Science, 27(4): 392-401.
- Jagoutz E, Palmer H, Baddenhausen H B, et al. 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules [J]. Geochemica et Cosmochimica Acta, 11 (supplement): 2031-2050.
- Keppler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zoned fluids [J]. Nature, 380: 237-240.
- Li X H, Li Z X, Li W X, et al. 2006. Initiation of the Indosinian orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island [J]. The Journal of Geology, 114: 314-353.
- Meschede M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. Chemical Geology, 56: 207-218.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks [J]. Contrib. Mineral. Petrol, 69: 33-47.
- Peng P, Zhai M G, Ernst R. 2008. A 1.78 Ga Large Igneous Province in the North China Craton: The Xiong'er Volcanic Province and North China dyke swarm [J]. Lithos, 101(3-4): 260-280.
- Schiano P, Clocchiatti R, Joron J L. 1992. Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island, Society archipelago: evidence for a metasomatized upper mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 111(1): 69-82.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. Geol. Soc. Spec. publ, (42): 313-345.
- Sun S S. 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle [J]. Geochemica et Cosmochimica Acta, 46(2): 179-192.
- Taylor S R, McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust [J]. Reviews of Geophysics, 33(2): 241-265.
- Weaver B L, Tarney J. 1981. The Scourie dyke suite: Petrogenesis and geochemical nature of Proterozoic sub-continental mantle [J]. Contrib. Mineral. Petrol, 78: 175-188.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements [J]. Chemical Geology, 20(4): 325-343.
- Xu Y G, Ma J L, Fery F A, et al. 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton [J]. Chemical Geology, 224: 247-271.
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas [J]. Tectonophysics, 326: 269-287.

## Geochemical Characteristics and its Significance of Mafic Dikes of Shilu Fe-ore Deposit in Hainan Province

WU Chuan-jun<sup>1,2</sup>, ZHANG Wei-min<sup>3</sup>, XU De-ru<sup>2</sup>, WANG Zhi-lin<sup>4</sup>, HOU Mao-zhou<sup>2,5</sup>, YU Liang-liang<sup>2,5</sup>

(1. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, GD 510301, China; 2. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, GD 510640, China; 3. No 1 Institute of Geological & Mineral Resources Survey of Henan, Luoyang, HN 471023, China; 4. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha, HN 410038, China; 5. University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China)

**Abstract:** The Shilu Fe-ore deposit is the largest rich iron deposit in China. The petrology and geochemistry of mafic dikes from mining area are studied. The results show that the mafic dikes are mainly composed of chlorite (70% ~ 83%), quartz (5%), calcite (2% ~ 3%) and a small amount of magnetite and sericite, and it was suffered from strong metamorphism or alteration, so that most of minerals were partially or completely replaced, but the shape of original minerals, especially plagioclase and pyroxene are still visible. In chemical composition, the mafic dikes are enrichment of large-ion lithophile elements and deficit of light rare earth elements and high field-strength elements (Nb, Ta, Ti), and it formed in tectonic setting of transition from island arc to within-plate in diagram of Zr/Y-Zr and Ti-Zr-Y. Finally, we think that the mafic dikes are product of partially melting of mantle wedge in subduction zone, which take places fluid-metasomatism, and subsequently experiences obviously crystallization differentiation of pyroxene and plagioclase based on the above analysis, moreover, the geological characteristics suggests that the Hainan island maybe suffered from strong extension during the Late Cretaceous by combining with other contemporary mafic dikes in Hainan Island, as a result, it caused the fractures of mining area to reactivate and the magma to emplaced which resulted in transformation and enrichment of the deposit.

**Key Words:** mafic dikes; geochemical characteristics; geological significance; Shilu iron deposit; Hainan Island