

杭州南部新元古代双峰式火山岩的厘定及其构造意义

卢成忠 顾明光

(浙江省地质调查院, 浙江 杭州 311203)

摘要:杭州南部新元古界青白口系上墅组火山岩,由基性岩和酸性岩组成,缺乏 SiO_2 在 $57 \times 10^{-2} \sim 68 \times 10^{-2}$ 的中性及中酸性成分,构成一套双峰式火山岩组合。基性火山岩与酸性火山岩的稀土元素和微量元素特征存在明显差异,表明酸性火山岩并不是由基性岩浆分离结晶产生,而是分别由不同的源区熔融形成,基性火山岩起源于亏损程度较低的地幔或来源于亏损地幔的岩浆受到陆壳物质的混染,酸性火山岩主要由上地壳经不同程度的部分熔融而形成,其形成的构造环境为陆内至陆缘张裂环境。上墅组双峰式火山岩的形成,是华南 Rodinia 超大陆裂解事件的岩石学记录,揭示了华南 Rodinia 超大陆裂解始于青白口纪。

关键词:新元古代;双峰式火山岩;上墅组;构造环境;Rodinia 超大陆裂解;杭州南部

中图分类号: P588.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2007)-0565-07

华南在新元古代发育了两个重要的裂谷系,即沿浙—赣—湘—桂 NE—SW 向分布的南华裂谷盆地和扬子块体西缘 SN 向展布康滇裂谷系^[1],在这两个裂谷盆地中新元古代火山活动十分强烈。南华裂谷盆地东北部之浙西北上墅组火山岩系主要分布于萧山—富阳和衢州—江山等地,各处的地层出露情况和岩石组合特征有所差异,其中杭州市萧山区南部的尖山—河上一楼塔北部一带是浙江新元古界上墅组火山岩发育的典型地区。前人对该区上墅组火山岩已进行过不少研究,浙江省地质矿产局^[2]认为,上墅组火山岩以陆相溢流为主,为挤压构造背景下火山活动的产物;周新民等^[3]研究后指出,上墅组流纹质和玄武质岩石构成复合岩流;徐步台等^[4]进行同位素年代学研究表明,上墅组火山岩系形成于新元古代早期,相当于青白口系。笔者近年对该火山岩系作了专题研究,确认本区上墅组火山岩为一套双峰式火山岩组合。笔者拟从火山岩岩相学、岩石化学、地球化学诸方面论述本区上墅组双峰式火山岩特征及其大地构造意义。

1 火山岩分布及岩相学

杭州市南部上墅组火山岩出露于著名的江山—绍兴断裂带东北段之北西侧(图 1)。该区南华纪至中元古代地层出

露完整,层序清楚,南华纪休宁组(Nh_{1x})以下的地层序列划分(自上而下)为:青白口系河上镇群上墅组(Pt_{3s})、虹赤村组(Pt_{3h})、骆家门组(Pt_{3j}),中元古代双溪坞群章村组(Pt_{2z})、岩山组(Pt_{2y})、北坞组(Pt_{2b})。上墅组火山岩出露面积约 29 km^2 ,呈北东—南西向带状分布,由南西往北东厚度从 400 m 逐渐增大到 1400 m 。由于基本缺乏中性及中酸性火山岩,根据地层层序与岩性组合特征,将上墅组火山岩分成第一、第二两个岩性段,出露面积分别为 12 km^2 和 17 km^2 。上墅组火山岩之上为南华系休宁组(Nh_{1x})不整合覆盖,其下与青白口系虹赤村组(Pt_{3h})为整合接触(图 2)。第一段基性火山岩与第二段酸性火山岩为整合接触,第一段上部基性火山岩中有酸性熔岩夹层,反映出基性熔岩与酸性熔岩连续喷溢的特点。徐步台等^[4]获得本区上墅组酸性火山岩的 Sm—Nd 全岩等时年龄为 $(806 \pm 59) \text{ Ma}$ 。在扬子地区的地层对比研究中,一般都认为浙赣皖地区的休宁组可与湘西北南华系莲沱组层位相当,但对休宁组的底界年龄尚有 800 Ma 和 850 Ma 之争^[4-5]。据现有的上墅组同位素年龄数据,笔者倾向于采用 800 Ma 左右较为合理,这也是“中国同位素地质年表”^[6]建议的界线年龄。因此,本区上墅组应归属上元古界青白口系,而上墅组与休宁组之间的不整合应代表晋宁运动。

收稿日期:2006-11-02;改回日期:2006-12-10

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(200013000124、200413000021)资助。

作者简介:卢成忠,男,1950 生,高级工程师,从事区域地质调查工作;E-mail:cz5064@163.com。

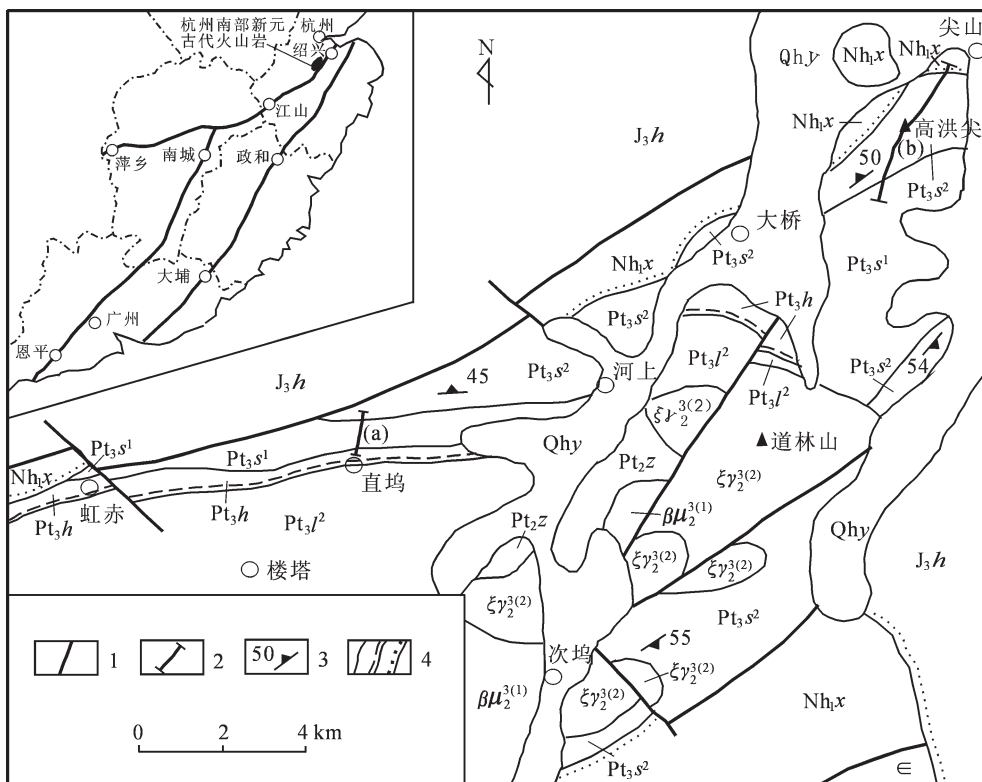


图1 杭州南部地区地质略图

1—断裂;2—剖面线;3—流纹产状;4—整合、平行不整合、不整合地质界线;Qhy—鄞江桥组;J₃h—黄尖组;ε—寒武系;Nh₁x—休宁组;Pt₃s²—上墅组第二段;Pt₃s¹—上墅组第一段;Pt₃h—虹赤村组;Pt₃l²—骆家门组第二段;Pt₂z—章村组;ξγ₂³⁽²⁾—晋宁期第二次钾长花岗岩;βμ₂³⁽¹⁾—晋宁期第一次辉绿岩

Fig.1 Geological sketch map of southern Hangzhou

1—Fault;2—Section line;3—Attitude of rhyolite;4—Conformity, disconformity and unconformity;Qhy—Yinjiangqiao Formation; J₃h—Huanghian Formation; ε—Cambrian;Nh₁x—Xiuning Formation;Pt₃s²—Second Member of the Shangshu Formation; Pt₃s¹—First Member of the Shangshu Formation;Pt₃h—Hongchicun Formation;Pt₃l²—Second Member of the Luoqijamen Formation; Pt₂z—Zhangcun Formation; ξγ₂³⁽²⁾—K-feldspar granite of the second phase of the Jinningian Period; βμ₂³⁽¹⁾—Late Jinningian first-phase diabase

本区上墅组火山岩位于扬子板块和华夏板块的交接处,经历了多期复杂的造山作用,致使岩石遭受不同程度的变形变质作用而形成浅变质火山岩。前震旦纪浅变质岩是一种既不同于中深变质岩又有别于未变质岩石的特殊岩类^[1],上墅组浅变质火山岩就是这种特殊岩类,其岩石地球化学特征有别于未变质火山岩。

上墅组第一段基性火山岩以玄武岩、安玄武岩等熔岩为主,还有一定数量的火山碎屑岩,它们多以似层状、透镜状产出。岩石普遍浅变质,具有变余斑状结构。斑晶成分主要为斜长石及辉石,而斜长石多被绢云母替代,辉石常已蚀变为绿泥石及绿帘石。基质由斜长石微晶、绿泥石、绿帘石、绢云母及少量金属矿物等组成,其中绿泥石和绿帘石主要由暗色矿物或玻璃质蚀变而成,斜长石微晶往往绢云母化。基质呈变余的交织结构、间隐结构及粗玄结构。岩石发育杏仁构造和气孔构造,杏仁体常由绿帘石、绿泥石、石英、方解石和绢云母等组成。局部岩石还出现明显的片理化,片理由绿泥石、绢

母及石英等细微矿物集合体定向排列而成。

上墅组第二段酸性火山岩以浅变质的流纹岩、斑状流纹岩为主,局部夹少量火山碎屑岩,保存斑状结构和流纹构造、球(石)泡构造。斑晶成分主要为石英、钾长石和斜长石,局部还有少量黑云母;基质主要由细微的长石、石英及次生绢云母、伊利石、叶蜡石等组成,呈变余的显微包含结构、霏细结构、球粒结构和隐球粒结构。由于后期变形变质作用,火山岩都发生了重结晶作用和显微变形,局部还形成伊利石、叶蜡石矿体或矿化体。

2 地球化学特征

2.1 岩石化学

火山岩岩石化学分析结果(表1)表明,上墅组火山岩最突出的特点是SiO₂含量表现出不连续性,第一段中基性火山岩SiO₂含量在45.18×10⁻²~56.78×10⁻²,平均50.70×10⁻²;第二段酸性火山岩SiO₂含量在74.77×10⁻²~77.59×10⁻²,平均

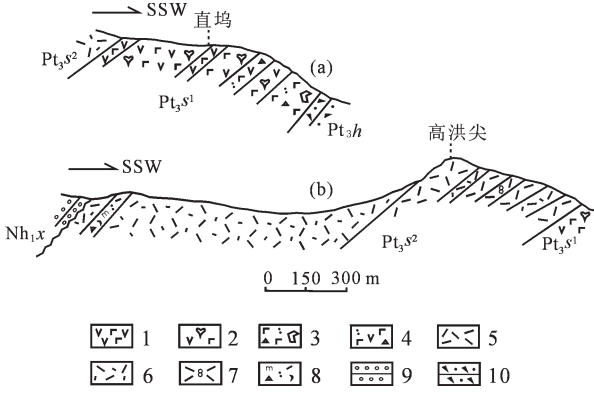


图 2 杭州南部上墅组地层剖面图

a—直坞上墅组第一段;b—高洪尖上墅组第二段(地层代号同图 1);1—安山玄武岩;2—杏仁状安山玄武岩;3—玄武质含集块凝灰角砾岩;4—安玄质凝灰角砾岩;5—流纹岩;6—斑状流纹岩;7—球泡流纹岩;8—流纹质含角砾熔屑结凝灰岩;9—砾岩;10—岩屑砂岩

Fig.2 Stratigraphic section of the Shangshi Formation in southern Hangzhou

- a—First Member of the Shangshu Formation at Zhiwu;
- b—Second Member of the Shangshu Formation at Gaohongjian (symbols of strata same as in Fig. 1);
- 1—Andesitic basalt;
- 2—Amygdaloidal andesitic basalt;
- 3—Basaltic tuffaceous breccia containing agglomerates;
- 4—Andesitic-basaltic tuffaceous breccia;
- 5—Rhyolite;
- 6—Porphyritic rhyolite;
- 7—Orbicular rhyolite;
- 8—Rhyolitic vitric ignimbrite containing breccia;
- 9—Conglomerate;
- 10—Lithic sandstone

76.33×10^{-2} ,其间存在明显的成分间断,缺乏 SiO_2 含量在 $57 \times 10^{-2} \sim 68 \times 10^{-2}$ 的中性及中酸性火山岩,构成一套双峰式火山岩组合^[9]。根据国际地质科学联合会的火山岩化学分类^[9],所研究的基性火山岩包含玄武岩、粗面玄武岩、玄武安山岩、玄武粗面安山岩等,酸性火山岩则是流纹岩(图 3)。相比较而言,基性火山岩岩石种类多,全碱含量变化大,具有高铝富钠与偏碱性的特征;酸性火山岩则相反,岩石种类单一,为流纹岩,全碱含量变化较小,具有富钾低钠的特征。除 SiO_2 含量存在成分间断外, Al_2O_3 、 K_2O 及 MgO 的含量也是不连续变化的。火山岩的 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO 含量和 SiO_2 含量呈负相关关系, K_2O 含量和 SiO_2 含量呈正相关关系,而 Na_2O 、 TiO_2 含量与 SiO_2 含量相关性变化不明显,岩石的固结指数(SI)在基性火山岩与酸性火山岩之间有很大的差异,基性火山岩的 $SI=13.00 \sim 35.00$,酸性火山岩的 $SI=0.17 \sim 6.30$,它们也是不连续的。

在 AFM 图上,基性火山岩和酸性火山岩分别集中在相互分离的两个区域内,酸性火山岩相对比较集中,基性火山岩比较分散(图 4)。投影点落在钙碱性火山岩和拉斑玄武岩间的分界线附近,似乎表现为钙碱性火山岩和拉斑玄武岩系列之间的过渡系列,但基性火山岩和酸性火山岩之间缺乏钙碱性火山岩系列最主要的成分——中性与中酸性火山岩。因

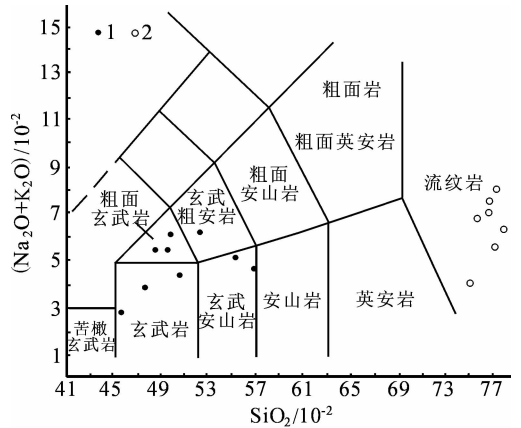


图 3 上墅组火山岩碱-氧化硅火山岩化学分类图(底图据 Le Bas 等^[9])

1—基性火山岩;2—酸性火山岩

Fig. 3. Alkali-silica diagram of volcanic rocks of the Shangshi Formation^[9]

1—Basic volcanic rocks; 2—Acid volcanic rocks

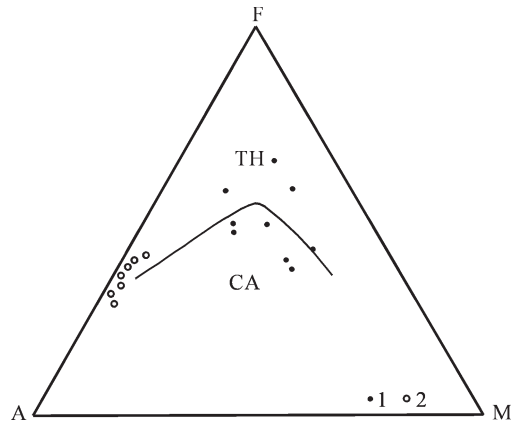


图 4 上墅组火山岩 AFM 图解^[10]

CA—钙碱性火山岩;TH—拉斑玄武岩;

1—基性火山岩;2—酸性火山岩

Fig.4 F-A-M diagram of volcanic rocks of the Shangshi Formation^[10]

CA—Calc-alkaline volcanic rocks;TH—Tholeiite rocks

1—Basic volcanic rocks; 2—Acid volcanic rocks

此,这些火山岩应归属于拉斑玄武岩系列。AFM 图还清楚地表现了二类火山岩的全碱和 MgO 的含量变化是不连续的。

2.2 稀土元素

火山岩稀土元素分析结果及其主要参数(表 1)特征的对比表明,基性火山岩和酸性火山岩在稀土元素组成方面的差异十分明显。首先,稀土元素总量差异很大;基性火山岩的 ΣREE 较低且变化范围较小,为 $64.66 \times 10^{-6} \sim 183.03 \times 10^{-6}$ (平均为 125.45×10^{-6});酸性火山岩的 ΣREE 较高且变化范围较

表 1 杭州南部上墅组火山岩常量元素(10^{-2})和微量元素(10^{-6})化学成分
Table 1 Major element (10^{-2}) and trace element (10^{-6}) analyses of volcanic rocks in the Shangshu Formation in the southern Hangzhou

| 序号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 45.18 | 47.61 | 50.65 | 49.8 | 50.03 | 48.43 | 52.11 | 55.75 | 56.78 | 76.29 | 76.17 | 75.98 | 74.77 | 77.29 | 77.59 | 76.22 |
| TiO ₂ | 1.85 | 2.75 | 1.49 | 1.70 | 1.60 | 0.83 | 1.02 | 1.06 | 1.46 | 0.17 | 0.32 | 0.28 | 0.27 | 0.18 | 0.25 | 0.29 |
| Al ₂ O ₃ | 18.30 | 15.10 | 16.75 | 17.70 | 17.01 | 18.94 | 19.19 | 17.42 | 15.22 | 10.91 | 10.71 | 11.07 | 12.63 | 11.64 | 9.63 | 10.75 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.18 | 7.00 | 10.96 | 8.84 | 10.54 | 3.95 | 6.00 | 7.05 | 9.38 | 3.16 | 3.63 | 3.84 | 4.13 | 2.42 | 3.33 | 4.04 |
| FeO | 3.23 | 7.35 | 2.28 | 4.41 | 2.22 | 5.51 | 3.11 | 1.70 | 0.85 | 0.30 | 0.52 | 0.76 | 0.44 | 0.74 | 1.42 | 0.55 |
| MnO | 0.41 | 0.24 | 0.17 | 0.11 | 0.39 | 0.23 | 0 | 0.15 | 0.18 | 0.04 | 0.05 | 0 | 0.05 | 0 | 0.12 | 0.08 |
| MgO | 4.17 | 6.37 | 2.76 | 5.18 | 6.78 | 8.06 | 3.82 | 3.13 | 2.26 | 0.37 | 0.28 | 0.02 | 0.61 | 0.04 | 0.24 | 0.09 |
| CaO | 9.34 | 4.35 | 7.12 | 3.68 | 1.25 | 1.90 | 4.75 | 4.84 | 5.34 | 0.15 | 0.15 | 0.50 | 0.12 | 0.50 | 0.39 | 0.24 |
| Na ₂ O | 2.70 | 3.87 | 4.33 | 5.32 | 5.92 | 4.16 | 5.56 | 4.72 | 4.78 | 2.37 | 2.40 | 3.36 | 0.20 | 5.38 | 0.66 | 2.18 |
| K ₂ O | 0.08 | 0.05 | 0.05 | 0.09 | 0.23 | 1.36 | 0.58 | 0.72 | 0.09 | 5.63 | 5.00 | 3.93 | 4.22 | 1.33 | 5.39 | 5.66 |
| P ₂ O ₅ | 0.31 | 0.41 | 0.29 | 0.24 | 0.34 | 0.31 | 0.256 | 0.30 | 0.28 | 0.05 | 0.002 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0.03 | 0.03 |
| 烧失量 | 3.75 | 4.80 | 3.06 | 3.17 | 3.60 | 5.33 | 3.51 | 2.49 | 2.47 | 0.53 | 0.33 | 0.52 | 2.05 | 0.43 | 0.56 | 0.52 |
| 总量 | 99.86 | 100.72 | 100.16 | 100.73 | 100.46 | 99.62 | 100.26 | 99.52 | 99.18 | 100.00 | 99.62 | 100.35 | 99.54 | 100.04 | 99.77 | 100.71 |
| La | 24.03 | 8.96 | 22.50 | 9.02 | 11.60 | 14.30 | | 41.50 | | 48.18 | 74.58 | 47.00 | | | 42.90 | 44.10 |
| Ce | 57.05 | 23.22 | 58.00 | 23.11 | 27.00 | 39.00 | | 64.00 | | 208.92 | 172.48 | 100.00 | | | 82.00 | 71.00 |
| Pr | 7.44 | 3.19 | 8.30 | 2.49 | 4.32 | 5.87 | | 9.40 | | 21.32 | 20.66 | 16.80 | | | 8.60 | 16.00 |
| Nd | 41.22 | 17.51 | 37.00 | 13.35 | 21.00 | 28.00 | | 37.00 | | 99.44 | 93.35 | 76.00 | | | 33.00 | 64.00 |
| Sm | 9.62 | 4.80 | 5.90 | 3.16 | 5.60 | 7.40 | | 5.60 | | 23.35 | 21.69 | 17.40 | | | 8.50 | 11.9 |
| Eu | 3.59 | 1.72 | 2.08 | 1.20 | 2.42 | 2.42 | | 1.80 | | 1.26 | 3.27 | 3.12 | | | 1.01 | 2.05 |
| Gd | 10.10 | 5.30 | 7.90 | 3.35 | 3.18 | 4.24 | | 6.90 | | 20.99 | 19.69 | 16.80 | | | 10.70 | 10.60 |
| Tb | 1.66 | 0.91 | 1.21 | 0.53 | 0.85 | 1.19 | | 1.12 | | 3.53 | 3.61 | 2.62 | | | 1.84 | 1.99 |
| Dy | 9.61 | 5.72 | 7.40 | 3.35 | 6.68 | 9.67 | | 6.80 | | 20.37 | 20.03 | 14.80 | | | 11.60 | 13.40 |
| Ho | 1.94 | 1.18 | 1.40 | 0.69 | 1.25 | 1.85 | | 1.30 | | 4.15 | 3.96 | 2.60 | | | 2.40 | 2.50 |
| Er | 5.42 | 3.39 | 3.80 | 1.95 | 2.52 | 3.70 | | 3.50 | | 12.68 | 11.31 | 6.90 | | | 7.20 | 6.40 |
| Tm | 0.79 | 0.50 | 0.53 | 0.30 | 0.50 | 0.70 | | 0.50 | | 2.04 | 1.76 | 0.91 | | | 1.11 | 0.79 |
| Yb | 4.97 | 3.19 | 3.40 | 1.87 | 2.59 | 3.54 | | 3.10 | | 14.02 | 11.62 | 5.70 | | | 7.40 | 4.90 |
| Lu | 0.75 | 0.47 | 0.53 | 0.29 | 0.40 | 0.51 | | 0.51 | | 2.23 | 1.86 | 0.87 | | | 1.19 | 0.70 |
| ∑REE | 178.18 | 80.06 | 159.95 | 64.66 | 89.91 | 122.39 | | 183.03 | | 482.48 | 459.86 | 311.52 | | | 219.45 | 250.33 |
| δ Eu | 1.10 | 1.04 | 0.94 | 1.13 | 1.61 | 1.21 | | 0.89 | | 0.17 | 0.48 | 0.55 | | | 0.28 | 0.55 |
| Y | 51.40 | 31.37 | 26.00 | 41.00 | 32.80 | 43.90 | | 79.43 | | 110.12 | 98.50 | 56.00 | | | 36.00 | 28.00 |
| Sr | 229.3 | 130.0 | 228.0 | 222.0 | 547.0 | | | | | 81.0 | 19.4 | 64.0 | | | 33.0 | |
| Rb | 15.0 | 3.2 | 12.0 | 5.0 | 3.2 | | | | | 61.0 | 84.6 | 147.0 | | | 56.0 | |
| Ba | 170.8 | 111.0 | 149.0 | 148.0 | 141.0 | | | | | 264.0 | 864.5 | 1070 | | | 238.0 | |
| Ta | 0.41 | 0.40 | 0.44 | 0.53 | 0.24 | | | | | 1.28 | 2.13 | 1.85 | | | 2.47 | |
| Th | 5.75 | 1.82 | 2.60 | 2.90 | 1.52 | | | | | 9.70 | 9.90 | 6.60 | | | 6.30 | |
| U | 0.92 | 0.27 | 0.96 | 1.01 | 0.15 | | | | | 1.20 | 1.48 | 1.61 | | | 0.96 | |
| Zr | 172 | 225 | 180 | 179 | 119 | | | | | 416 | 1342 | 952 | | | 1180 | |
| Hf | 4.9 | 9.0 | 5.4 | 5.3 | 4.0 | | | | | 12.2 | 20.7 | 22.1 | | | 26.3 | |
| Nb | 6.5 | 6.8 | 7.0 | 7.8 | 4.1 | | | | | 15.6 | 40.7 | 29.1 | | | 43.4 | |
| Zr/Nb | 26.46 | 33.08 | 25.71 | 22.95 | 29.02 | | | | | 26.67 | 20.69 | 32.71 | | | 27.19 | |

注:样品 1~9 采自上墅组第一段;1~3—玄武岩,4~6—粗面玄武岩,7~8—玄武安山岩,9—玄武粗面安山岩;10~16 采自上墅组第二段;10~12—流纹岩,13~16—斑状流纹岩。岩石化学 1、4~16 由本院实验室用湿化学法测定,2~3 由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所用 XRF 方法测定;稀土与微量元素 1、6、8、11 由宜昌地质矿产研究所用 ICP-AES 方法测定,其他由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所用 ICP-MS 方法测定。现定名根据岩石化学成分计算结果。

大,为 $219.45 \times 10^{-6} \sim 482.48 \times 10^{-6}$ (平均为 344.73×10^{-6}),它们分别是球粒陨石的 31.7 倍和 87.5 倍。其次,铕异常的大小有明显区别:基性火山岩铕异常不明显 ($\delta \text{Eu} = 0.89 \sim 1.61$, 平均为 1.13),可能反映岩浆结晶分异不明显;而酸性火山岩具有明

显的负铕异常 ($\delta \text{Eu} = 0.17 \sim 0.55$, 平均为 0.37),反映酸性火山岩并非基性岩浆分异形成,而主要由上地壳经不同程度的部分熔融而形成^[11-13],少量岩石 δEu 值略小于 0.3,可能是由岩浆结晶过程中斜长石的强烈结晶分离作用引起,但更可能

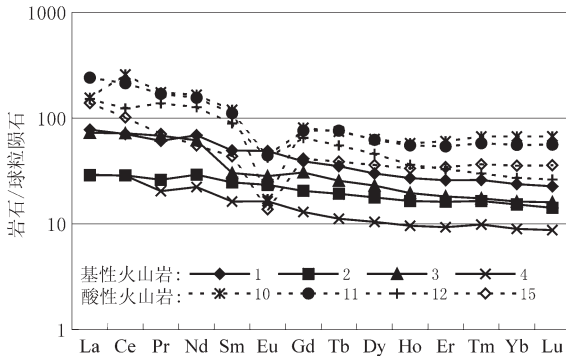


图 5 上墅组火山岩稀土分布型式图

Fig.5 REE distribution patterns of volcanic rocks of the Shangshi Formation

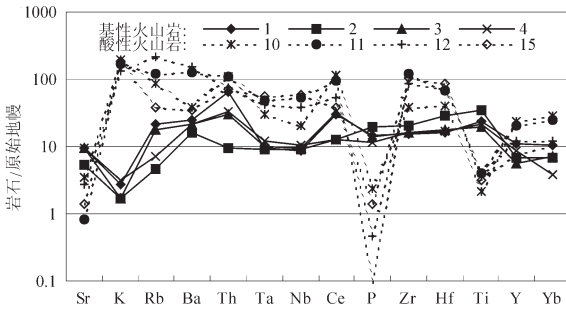


图 6 上墅组火山岩微量元素蛛网图

Fig.6 Trace element distribution spidergram of volcanic rocks of the Shangshi Formation

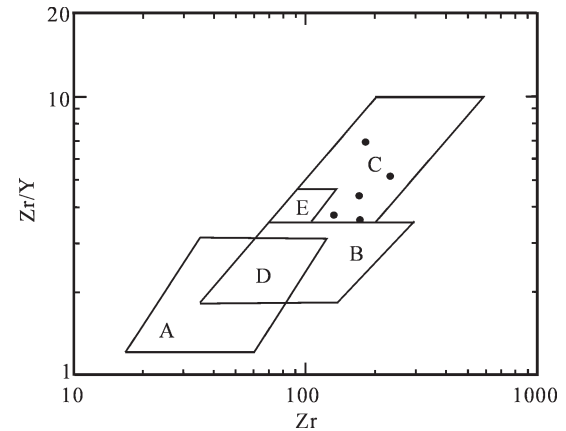


图 7 上墅组基性火山岩 Zr-Zr/Y 构造环境判别图 (底图据 Pearce 等^[18],1979)

A—Volcanic arc basalt; B—MORB; C—Within-plate basalt; D—MORB and volcanic arc basalt; E—MORB and within-plate basalt

是地壳部分熔融过程中残留斜长石的缘故。最后,稀土元素分布型式(用于标准化的球粒陨石数据取自 Boynton 等^[13])不同(图 5);基性火山岩的分布型式为右倾型,而酸性火山岩的分布型式为典型的 A 型花岗岩所特有的海鸥型^[14],显示出与 A 型花岗质岩石的相似性。

总之,基性火山岩与酸性火山岩之间的稀土元素的含量、谱异常大小和分布型式都明显不同,表明这两类火山岩可能来自两个不同的岩浆源区。

2.3 微量元素

基性火山岩与酸性火山岩在微量元素地球化学方面的差异亦是明显的(表 1)。在微量元素蛛网图(用于标准化的原始地幔数据取自 Wood^[15])上,基性火山岩的分布曲线基本相似,而酸性火山岩的分布曲线与基性火山岩相差较大(图 6)。基性火山岩明显富集 Th 和 Ti,亏损 K、Nb 和 Ta;酸性火山岩不仅明显富集 K、Zr,亏损 Sr、P 和 Ti,而且与基性火山岩相比,酸性火山岩更富集 Rb、Th 和 Zr。

微量元素是确定岩石形成过程的重要指示剂。对于浅变质岩浆岩,其微量元素分析结果基本反映了原岩的地球化学特征,尤其是 HFSE 元素。Zr、Nb 都是高场强(HFSE)元素,它们对后期的蚀变保持相对惰性,Zr/Nb 比值常被用于指示源区性质。典型的 N-MORB 具有很高的 Zr/Nb 比值(40~50)^[16],球粒陨石的 Zr/Nb 比值为 16~18^[17]。显然 N-MORB 是起源于亏损的地幔,上墅组玄武岩的 Zr/Nb 比值为 22.95~33.08,平均 27.14,介于亏损地幔与球粒陨石地幔的 Zr/Nb 比值之间,表明它们起源于亏损程度较低的地幔或来源于亏损地幔的岩浆受到陆壳物质的混染。上墅组基性火山岩在 Zr-Zr/Y 构造环境判别图中落在靠近 MORB 的板内区域(图 7),显然不属于洋中脊玄武岩,因此其形成的构造环境应为陆内至陆缘张裂环境。

上墅组流纹岩的 Rb 丰度(56.0~147.0)明显低于分异成因的岩浆岩(大于 270×10⁻⁶)^[19],说明上墅组流纹岩并不是简单地是高度分异的 I 型岩浆岩^[9],而反映其主要直接起源于陆壳部分熔融。上墅组流纹岩 HFSE 元素含量高,元素组合(Zr+Nb+Ce+Y)=750.64×10⁻⁶~1653.68×10⁻⁶,平均 1220.71×10⁻⁶,明显大于 A 型花岗岩下限值 350×10⁻⁶(Whalen et al., 1987),暗示上墅组流纹岩与 A 型花岗岩具有相似的成因,反映上墅组流纹岩形成于拉张的构造背景。

3 构造意义

浙西北前寒武纪地质构造演化可简略分为中元古代—青白口纪华夏陆块与扬子陆块的碰撞拼贴造山阶段、南华纪—早古生代陆内裂陷造盆阶段两个时期。前一时期包括晋宁运动早期(浙江亦称神功运动)、中期和末期,其中晋宁运动中期在本区表现为新元古代河上镇群骆驼门组和虹赤村组发展阶段,并发生扬子和华夏古板块沿江山—绍兴断裂带的古陆弧碰撞拼贴,因此经历了山前盆地—弧后盆地—弧后盆地消亡、褶皱造山的复杂过程,代表了弧后盆地形成发展

消亡的完整过程;晋宁运动末期 Rodinia 超大陆裂解开始,在本区表现为新元古代上墅组发展阶段,拉张背景下陆相火山喷发和岩浆侵入。后一时期即为加里东期沿江山—绍兴断裂带发生裂解,形成陆内裂陷槽。

晋宁运动末的时间界限为~800 Ma,这也正是 Rodinia 超大陆裂解发生的时期(约 825 Ma 至 750~700 Ma,相应的岩浆活动可能早在 850 Ma 左右开始)^[20-21],因此晋宁运动末在华南发生的沿江山—绍兴断裂带开始裂解的事件,可以认为是全球性 Rodinia 超大陆裂解在华南的响应,笔者研究的双峰式火山岩即是这一裂解事件的产物。

浙西北新元古代火成岩主要出露于江山—绍兴断裂带沿线,杭州市南部新元古代上墅组双峰式火山岩的产出位置正位于江山—绍兴断裂带之内,而且其形成时间也在~800 Ma,因此该双峰式火山岩是在晋宁期华夏、扬子两大陆块碰撞作用结束后的拉张条件下形成。其形成时大陆地壳已开始减薄,处于拉张裂解状态,正是 Rodinia 超大陆裂解作用在本区的表现。换言之,是华南 Rodinia 超大陆裂解事件的岩石学记录,标志着晋宁运动即将终结,其时代可大致视作本区青白口纪的上限。因此,华南 Rodinia 超大陆裂解始于青白口纪,到南华纪—早古生代达到高峰,形成陆内裂陷槽。可见,上墅组双峰式火山岩的厘定对揭示华南古陆块构造演化具有重要意义。

4 结 论

(1)杭州南部新元古代上墅组火山岩,由基性岩和酸性岩组成,缺乏 SiO₂ 在 57×10⁻²~68×10⁻² 的中性及中酸性成分,构成一套双峰式火山岩组合。

(2)基性火山岩与酸性火山岩的稀土元素和微量元素特征存在明显差异,表明酸性火山岩并不是由基性岩浆分离结晶产生,而是分别由不同的源区熔融形成,基性火山岩起源于亏损程度较低的地幔或来源于亏损地幔的岩浆受到陆壳物质的混染,酸性火山岩主要由上地壳经不同程度的部分熔融而形成。上墅组流纹岩具有与 A 型花岗岩相似的元素地球化学特征,暗示两者具有相似的成因,其形成的构造环境为陆内至陆缘张裂环境。

(3)上墅组双峰式火山岩是在晋宁期华夏、扬子两大陆块碰撞作用结束后的拉张条件下形成,是华南 Rodinia 超大陆裂解事件的岩石学记录,标志着晋宁运动即将终结,其时代可大致视作本区青白口纪的上限。华南 Rodinia 超大陆裂解始于青白口纪,到南华纪—早古生代达到高峰,形成陆内裂陷槽。

参考文献 (References):

[1] Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? [J]. Earth Planet. Sci. Lett. 1999, 173: 171-181.

[2] 浙江省地质矿产局. 浙江省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1989: 338-342.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Zhejiang Province. Regional Geology of Zhejiang Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1989: 304-320 (in Chinese with English abstract).

[3] 周新民, 朱云鹤. 江绍断裂带的岩浆混合作用及其两侧的前寒武纪地质[J]. 中国科学(B辑), 1992, 22(3): 298-303.
Zhou Xinmin, Zhu Yunhe. Magmatic mixing of Jiangshan - Shaoxing fracture belt and related Precambrian geology [J]. Science in China (Series B), 1992, 22(3): 298-303 (in Chinese).

[4] 徐步台, 邱郁双. 浙西北上墅组同位素年代地层学研究 [J]. 地球学报, 1994, (1/2): 51-59.
Xu Butai, Qiu Yushuang. An isotope geochronology study of Shangshu formation in northwestern Zhejiang Province [J]. Acta Geoscientia Sinica, 1994, (1-2): 51-59 (in Chinese with English abstract).

[5] 中国地层典编委会. 中国地层典(新元古界)[M]. 北京: 地质出版社, 1996: 1-24.
Editorial Committee of Stratigraphical Lexicon of China. Stratigraphical Lexicon of China (Weoproterozoic) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996: 1-24 (in Chinese with English abstract).

[6] 中国同位素地质年代工作组. 中国同位素地质年代[M]. 北京: 地质出版社, 1986.
China Isotope Geologic Age Work Team. China Isotope Geologic Ages [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1986 (in Chinese with English abstract).

[7] 章泽军, 张志, 张雄华. 论华南前震旦纪浅变质岩区填图中存在的问题与填图方法[J]. 中国地质, 2002, 29(2): 218-221.
Zhang Zejun, Zhang Zhi, Zhang Xionghua. Problems and mapping method in mapping pre-Sinian low-grade metamorphic terrains of South China [J]. Geology in China, 2002, 29 (2): 218-221 (in Chinese with English abstract).

[8] 王焰, 钱青, 刘良, 等. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征[J]. 岩石学报, 2000, 16(2): 169-173.
Wang Yan, Qian Qing, Liu Liang, et al. Major geochemical characteristics of bimodal volcanic rocks in different geochemical environments [J]. Acta Petrologica Sinica, 2000, 16 (2): 169-173 (in Chinese with English abstract).

[9] Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram [J]. Journal of Petrology., 1986, 27: 745-750.

[10] Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can[J]. J. Earth. Sci., 1971, 8: 523-548.

[11] 吴富江, 张芳荣. 华南板块北缘东段武功山加里东期花岗岩特征及成因探讨[J]. 中国地质, 2003, 30(2): 166-172.
WU Fujiang, Zhang Fangrong. Features and genesis of Caledonian granites in the Wugongshan in the eastern segment of the northern margin of South China plate [J]. Geology in China, 2003, 30(2): 166-172 (in Chinese with English abstract).

[12] 地质矿产部直属单位管理局. 花岗岩类区 1:5 万区域地质填图

- 方法指南[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1991:110-122.
- Ministry of Geology and Mineral Resources of People's Republic of China. A Guide to the Method of the 1:50000 Regional Geological Survey in Igneous Granide Areas [M]. Wuhan:China University of Geosciences Press, 1991:110-122 (in Chinese with English abstract).
- [13] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements; meteorite studies [C]//Henderson P (ed). Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam., 1984:63-114.
- [14] 刘昌实, 陈小明, 王汝成, 等. 广东龙口南昆山铝质 A 型花岗岩的成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2003, 22(1):1-10.
- Liu Changshi, Chen Xiaoming, Wang Rucheng, et al. Origin of Nankunshan aluminous A-type granite, Longkou County, Guangdong Province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2003, 22(1):1-10(in Chinese with English abstract).
- [15] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1992:179-181.
- Li Changnian. Eruptive Microelement Petrology [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1992:179-181 (in Chinese with English abstract).
- [16] Erlank A J, Kable E J D. The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45N, with particular reference to Zr/Nb[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1976, 54:281-291.
- [17] Sun S S, Nesbitt R W. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1979,44:119-138.
- [18] Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1979, 69:33-47.
- [19] Pearce J A, Harris N B W, Trindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. J Petrol., 1984, 25:956-983.
- [20] 王剑. 华南新元古代裂谷盆地演化——兼论与 Rodinia 解体的关系[M]. 北京:地质出版社, 2000:1-146.
- Wang Jian. Evolution of Neoproterozoic rift basin in South China—with a discussion of the relationship with Rodinia discomposition[M]. Beijing:Geological Publishing House, 2000:1-146(in Chinese with English abstract).
- [21] Li Z X, Cho M, Li X H. Precambrian tectonics of East Asia and relevance to supercontinent evolution [J]. Precambrian Res., 2003, 122:1-6.

Definition of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the south of Hangzhou and its tectonic significance

LU Cheng-zhong, GU Ming-guang

(Zhejiang Institute of Geological Survey, Hangzhou 311203, Zhejiang, China)

Abstract: Volcanic rocks of the Neoproterozoic Qingbaikouan Shangshu Formation in southern Hangzhou are composed of basic and acid rocks, while rocks of intermediate and intermediate-acid compositions with 57%-68% SiO₂ are lacking. They form a bimodal volcanic rock association. There are evident differences in trace elements and rare earth elements (REE) between the basic and acid volcanic rocks, which indicates that the acid volcanic rocks were not produced by fractional crystallization of basic magma but formed by melting of different sources. The basic volcanic rocks originated from the less-depleted mantle or from magma of the depleted mantle contaminated with crustal material. The acid volcanic rocks mainly formed by different degrees of partial fusion of upper crust in an intracontinental to continental-margin extensional environment. The formation of the bimodal volcanic rocks in the Shangshu Formation is a petrological record of the breakup event of the supercontinent Rodinia in South China, which reveals that the breakup of the supercontinent Rodinia in South China started in the Qingbaikouan Period.

Key words: Neoproterozoic; bimodal volcanic rocks; Shangshu Formation; tectonic environment; Rodinia supercontinent breakup; southern Hangzhou

About the first author: LU Cheng-zhong, male, born in 1950, senior engineer, engages in regional geological survey; E-mail: cz5064@163.com.