

北淮阳东段变质构造地层的古构造环境

王果胜, 马文璞, 徐 毅

(中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 关于大别山北麓北淮阳东段原佛子岭岩群的古构造环境问题, 存在着认识分歧, 其主要原因是将形成构造背景与地质演化历史本不相同的不同构造地层单元混在了一起, 不加区分地进行古构造环境分析。根据构造变形、岩相学、岩石地球化学等的综合研究, 将原佛子岭岩群解体为被一重要的构造滑脱带所分隔的下部卢镇关构造混杂岩带和上部诸佛庵岩群。通过对新厘定的构造岩石地层单元分别进行沉积建造和岩石化学、地球化学特征的研究发现, 下部卢镇关构造混杂岩带形成于被动大陆边缘环境, 而上部诸佛庵岩群形成于华北板块南部活动大陆边缘环境。这意味着华北、扬子板块的古生代板块碰撞缝合带的位置应该位于诸佛庵岩群分布区域的南侧, 而且板块俯冲—碰撞的极性表现为扬子板块向华北板块之下俯冲。

关键词: 古构造环境; 变质构造地层; 北淮阳构造带

中图分类号: P588.3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000—8527(2005)02—0217—07

Paleotectonic Settings of the Metamorphic Tectonostratigraphy in the Eastern Beihuaiyang Belt

WANG Guo-sheng, MA Wen-pu, XU Yi

(School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract: There are different opinions on regarding to the paleotectonic settings of the previous so-called Foziling Lithogroup in the eastern Beihuaiyang belt, north foothills of the Dabie Mountains. This difference is derived from the mixing of tectonostratigraphic units with different tectonic settings and geologic history under the name of Foziling Lithogroup and the study of paleotectonic settings based on the Foziling Lithogroup as a whole. Recent work in structural and tectonic deformation, petrography and geochemistry on the so-called Foziling Lithogroup indicates that it is composed of two distinct tectonostratigraphic units separated by a nearly horizontal ductile shear detachment system. The newly defined tectonostratigraphic units above and below the detachment zone are named as Zhufoan Lithogroup and Luzhenguan Melange respectively. Sedimentary characteristics together with the petrographic and geochemical analysis results revealed from the newly defined units in this study imply that the Luzhenguan Melange was formed in a passive continental margin, the Zhufoan Lithogroup, however, was formed in the southern active continental margin of the North China Plate. These research results indicate that the collision between the North China and Yangtze plates in the Palaeozoic is supposed to be located in the north of Zhufoan Lithogroup, and the Yangtze Plate served as a subducted plate beneath the North China Plate.

Key words: paleotectonic setting; metamorphic tectonostratigraphy; Beihuaiyang tectonic belt

0 引 言

个地区的地质构造演化过程是必不可少的。在大别山北麓北淮阳东段地区的原所谓佛子岭岩群中, 地史期间古构造环境的识别对于正确认识一由于缺少化石及变质变形较强烈, 因此, 对这套

收稿日期: 2004-10-18; 改回日期: 2005-03-17; 责任编辑: 潘令枝。
基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (49902017)。
作者简介: 王果胜, 男, 教授, 1964 年出生, 构造地质学专业, 主要从事区域地质的研究工作。

变质构造地层的构造属性判别，主要依据岩石化学和地球化学方法对原佛子岭岩群进行古构造环境判别，得出了不同的结论，甚至是相互矛盾的结论^[1-3]。究其原因，主要是对原佛子岭岩群划分的认识不一致，将不同构造地层单元的岩石混在了一起；同时，对变质岩石的原岩类型的区分不够准确。在对北淮阳东段变质构造地层进行详细构造解析的基础上，笔者提出了原佛子岭岩群应解体为卢镇关构造混杂岩带和诸佛庵岩群；卢镇关构造混杂岩带与诸佛庵岩群之间为一重要的构造滑脱带，它们在生成环境和构造演化历史等方面存在着显著的差异^[4]，因此，对它们的古构造环境的判别也应该分别进行。本文针对解体后的卢镇关构造混杂岩带和诸佛庵岩群及其中的变形侵入体，通过对变质岩原岩建造、岩石组合特征的研究，结合对原岩为碎屑岩—泥质岩类的岩石所开展的岩石和元素地球化学特征分析，对新厘定的变质构造地层分别进行古构造环境的分析和判别，从地球化学角度为区域构造研究提供依据和约束。

1 卢镇关构造混杂岩带的古构造环境

1.1 原岩建造和沉积组合性质

卢镇关构造混杂岩带包含郑堂子岩组、仙人冲岩组和祥云寨岩组 3 个构造地层单元^[4]。郑堂子岩组为一套长英质糜棱岩、斜长角闪岩及黑云母片岩，代表砂泥质、泥砂质夹基性火山岩、少量碳酸盐岩的沉积建造^①。张鹏^[5]通过对原小溪河组（郑堂子岩组）变质火山岩 19 个样品分析，认为斜长角闪岩、角闪片岩的原岩是碱性玄武岩，是大陆裂谷的产物。仙人冲岩组为一套大理岩、白云质大理岩夹斜长角闪岩等组合，原岩为碳酸盐岩夹泥质、砂质组成的沉积建造。祥云寨岩组石英岩的原岩为碎屑岩，代表一套滨浅海—浅海相碎屑岩沉积。

原岩建造和沉积组合表明：郑堂子岩组中碱性玄武岩的出现，代表盆地演化的早期阶段；仙人冲岩组碳酸盐岩夹泥质、白云质灰岩，代表蒸发量大于注入量的局限盆地；两者可能代表了被动大陆边缘早期裂陷系；以祥云寨岩组石英岩为代表的粗碎屑岩建造，可能代表了裂陷系上部的移离系浅海碎屑岩组合。卢镇关构造混杂岩带具有被动大陆边缘沉积组合特征。

1.2 祥云寨岩组石英岩的地球化学特征

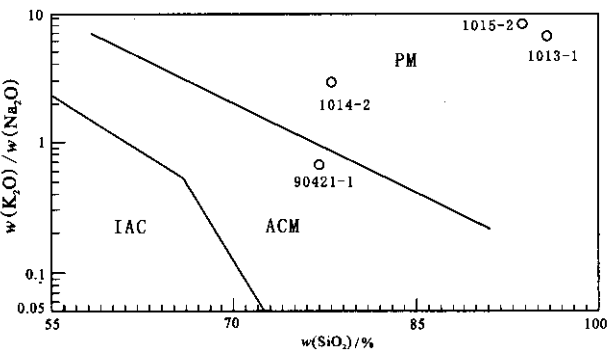
岩石化学和地球化学特征是古构造环境判别

学和地球化学特征。然而，不同的学者利用岩的一个重要依据。Bhatia 等^[6-8]、Roser 等^[9]通过对世界不同地区已确定构造环境的古代砂岩与现代深海砂岩的比较研究，分别建立了一系列判别砂岩构造环境的地球化学方法，这些方法对定量及半定量研究砂岩沉积的构造环境具有一定意义。

1.2.1 主量元素特征

在主量元素分析中决定采用 $w(K_2O)/w(Na_2O)$ 比值相对于 $w(SiO_2)$ 的关系作为指示剂。以往的研究证明，在常量元素中只有这个比值能够指示砂岩（包括砂）和泥岩（包括泥质沉积物）沉积的构造环境^[10]。 $w(K_2O)/w(Na_2O)-w(SiO_2)$ 图解能清楚地显示出， $w(K_2O)/w(Na_2O)$ 比值由被动大陆边缘（PM）、经活动大陆边缘（ACM）、到大洋岛弧（ARC）环境规律降低的趋势。实际上，这反映的是由源区物质的成分、风化程度、搬运情况、再循环次数等所决定的沉积物的成熟度的降低^[10-12]。

笔者对祥云寨岩组石英岩主量元素进行了分析研究，野外采集样品的岩石化学分析结果列于表 1。在 $w(K_2O)/w(Na_2O)-w(SiO_2)$ 图解（图 1）中，祥云寨岩组 4 个石英岩中有 3 个石英岩样落入被动大陆边缘区，具有被动大陆边缘碎屑岩的特征。但石英岩中有 1 个样品位于 ACM、PM 界限附近，说明了祥云寨岩组源区的成熟度不高。



IAC. 岛弧区；ACM. 活动大陆边缘区；PM. 被动大陆边缘区
图 1 祥云寨岩组石英岩 $w(K_2O)/w(Na_2O)-w(SiO_2)$ 图解
（底图据 Roser 等^[9]）

Fig. 1 $w(K_2O)/w(Na_2O)-w(SiO_2)$ diagram of quartzite from Xiangyunzhai Lithoformation

1.2.2 微量元素特征

对采集的石英岩样品进行了微量元素和稀土元素测试。表 2 为祥云寨岩组石英岩 4 个样品的

① 中国地质大学(北京). 1:50 000 苏仙石、金寨县幅区域地质调查报告. 1995.

表 1 祥云寨岩组石英岩岩石化学分析结果 ($w_B/\%$)
Table 1 Geochemical analysis results of quartzite from Xiangyunzhai Lithoformation ($w_B/\%$)

| 样号 (地点) | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | MnO | 总量 |
|--------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|
| 90421-1(望月岭) | 77.01 | 11.22 | 3.73 | 0.31 | 1.05 | 0.82 | 2.06 | 1.39 | 1.45 | 0.04 | 0.48 | 0.02 | 0.06 | 99.64 |
| 1013-1(护国寨) | 95.79 | 1.91 | 0.51 | 0.21 | 0.63 | 0.23 | 0.08 | 0.52 | 0.19 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 100.33 |
| 1015-2(徐家冲) | 93.78 | 2.47 | 0.68 | 0.34 | 0.61 | 0.19 | 0.09 | 0.74 | 0.43 | 0.18 | 0.10 | 0.07 | 0.04 | 99.72 |
| 1014-2(龙门冲) | 78.03 | 9.75 | 0.00 | 1.40 | 2.20 | 1.56 | 1.58 | 4.52 | 0.78 | 0.10 | 0.15 | 0.11 | 0.03 | 100.21 |

注：测试单位为中国地质大学（北京）化学分析室；分析人为姜浩。

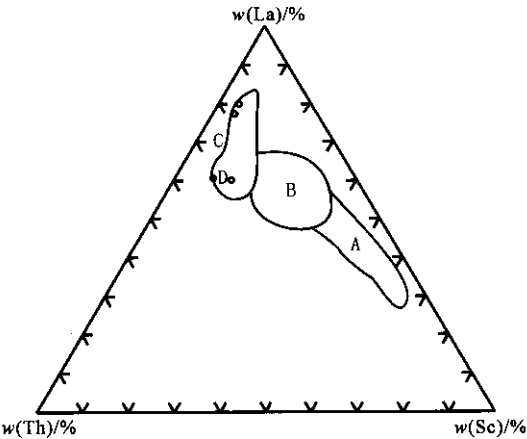
表 2 祥云寨岩组石英岩主要微量元素含量 ($w_B/10^{-6}$)
Table 2 The trace elements and rare elements contents of quartzite from Xiangyunzhai ($w_B/10^{-6}$)

| 样号 (地点) | 90421-1 (望月岭) | 1013-1 (护国寨) | 1013-1p (护国寨) | 1015-2 (徐家冲) | 1014-2 (龙门冲) |
|------------|------------------|-----------------|------------------|-----------------|-----------------|
| Li | 4.981 | 4.036 | 4.056 | 4.337 | 14.445 |
| Be | 0.810 | 0.162 | 0.181 | 0.296 | 1.432 |
| Sc | 2.821 | 0.885 | 0.902 | 1.358 | 8.078 |
| V | 3.910 | 9.084 | 9.207 | 11.746 | 56.949 |
| Cr* | 2.904 | 18.192 | 9.340 | 16.430 | 67.099 |
| Co | 0.919 | 1.066 | 1.078 | 1.500 | 10.120 |
| Ni* | 1.943 | 7.240 | 3.380 | 4.989 | 27.008 |
| Cu* | 5.589 | 3.456 | 3.632 | 4.283 | 13.651 |
| Ga | 17.700 | 2.393 | 2.411 | 3.118 | 11.537 |
| Rb | 79.229 | 27.957 | 27.566 | 33.357 | 69.623 |
| Sr | 66.809 | 7.828 | 8.824 | 7.276 | 144.870 |
| Y | 27.122 | 9.609 | 8.278 | 15.835 | 23.018 |
| Zr | 220.454 | 86.212 | 101.416 | 103.693 | 269.801 |
| Nb | 13.238 | 2.056 | 2.192 | 3.135 | 9.980 |
| Cs | 0.963 | 0.883 | 0.849 | 0.660 | 3.029 |
| Ba | 443.134 | 35.961 | 34.088 | 117.763 | 233.586 |
| La | 19.375 | 10.327 | 10.534 | 19.942 | 34.020 |
| Ce | 47.091 | 17.354 | 17.394 | 29.343 | 69.744 |
| Pr | 5.804 | 2.480 | 2.506 | 4.521 | 7.488 |
| Nd | 20.691 | 9.350 | 9.253 | 16.384 | 26.865 |
| Sm | 4.625 | 1.905 | 1.889 | 3.154 | 4.926 |
| Eu | 0.539 | 0.431 | 0.425 | 0.707 | 0.997 |
| Gd | 4.498 | 2.069 | 1.921 | 3.237 | 4.848 |
| Tb | 0.746 | 0.300 | 0.269 | 0.474 | 0.694 |
| Dy | 4.589 | 1.715 | 1.453 | 2.738 | 4.071 |
| Ho | 0.973 | 0.332 | 0.285 | 0.531 | 0.808 |
| Er | 2.909 | 0.945 | 0.793 | 1.517 | 2.497 |
| Tm | 0.439 | 0.129 | 0.109 | 0.211 | 0.364 |
| Yb | 2.910 | 0.829 | 0.718 | 1.368 | 2.449 |
| Lu | 0.432 | 0.115 | 0.103 | 0.196 | 0.357 |
| Hf | 5.940 | 2.114 | 2.453 | 2.574 | 7.043 |
| Ta | 0.770 | 0.146 | 0.153 | 0.227 | 0.707 |
| Tl | 0.200 | 0.119 | 0.115 | 0.127 | 0.356 |
| Pb | 4.047 | 1.288 | 1.254 | 2.063 | 17.748 |
| Bi | 0.016 | 0.030 | 0.032 | 0.060 | 0.178 |
| Th | 9.785 | 2.258 | 2.158 | 3.383 | 14.240 |
| U | 1.113 | 0.282 | 0.615 | 0.554 | 2.517 |

注：测试单位为中国科学院地质与地球物理研究所 JICA-MS 实验室；分析人为靳新妮、李红艳；其中 1013-1，1013-1P 为同一样品；带 * 号的元素的结果仅供参考。

微量元素分析数据，由于微量元素在沉积、成岩过程中具有较低的活动性，在海水中的停留时间较短，因此，它们在沉积岩中的含量及其相互关系能够较好地反映源区的物源特点及盆地所处的构造环境。

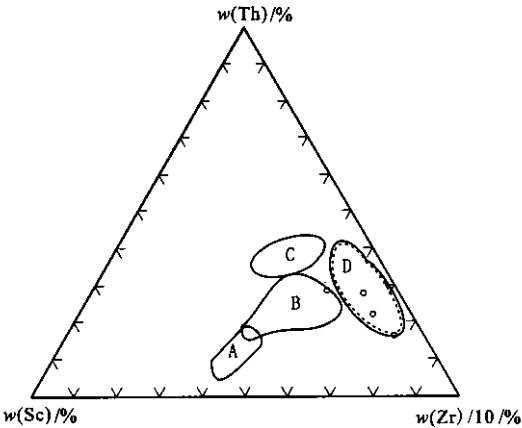
图 2 和图 3 分别为祥云寨岩组石英岩在 $w(\text{La})-w(\text{Th})-w(\text{Sc})$ 和 $w(\text{Th})-w(\text{Sc})-w(\text{Zr})/10$ 等双变量的三角判别图解。祥云寨岩组石英岩样在



A. 大洋岛弧；B. 大陆岛弧；C. 活动大陆边缘；D. 被动大陆边缘

图 2 $w(\text{La})-w(\text{Th})-w(\text{Sc})$ 判别图解（底图据 Bhatia 等^[7]）

Fig. 2 $w(\text{La})-w(\text{Th})-w(\text{Sc})$ diagram (after Bhatia et al^[7])



A. 大洋岛弧；B. 大陆岛弧；C. 活动大陆边缘；D. 被动大陆边缘

图 3 $w(\text{Th})-w(\text{Sc})-w(\text{Zr})/10$ 图解（底图据 Bhatia 等^[7]）

Fig. 3 $w(\text{Th})-w(\text{Sc})-w(\text{Zr})/10$ diagram (after Bhatia et al^[7])

$w(\text{La})-w(\text{Th})-w(\text{Sc})$ 图解中全部落入活动大陆边缘和被动大陆边缘区,在 $w(\text{Th})-w(\text{Sc})-w(\text{Zr})/10$ 图解中除 1 个样品位于大陆岛弧区外,其余样品落入被动大陆边缘。这与主量元素所反映的构造环境及源区的特性相同。

1.2.3 稀土元素特征

Bhatia^[6]认为大洋岛弧区杂砂岩的 ΣREE 值较低,LREE略有富集,没有负Eu异常;大陆岛弧区杂砂岩的 $w(\Sigma\text{REE})$ 值较高, $w(\text{La})/w(\text{Yb})$ 比值较大,存在较弱的负Eu异常;而产于安第斯型活动大陆边缘、被动大陆边缘、地台和克拉通盆地中的杂砂岩的特征是LREE相对于HREE愈加富集,负Eu异常愈来愈强。

对比卢镇关构造混杂岩带碎屑岩的数据与Bhatia^[6,8]的对应数据(表3),可以看出:卢镇关构造混杂岩带碎屑岩显示出接近大陆岛弧型杂砂岩的REE组成特征。这一结果与前文沉积组合、主量元素和微量元素的分析结果有一定的矛盾,可能说明了其不成熟源区岩层的情况。2002年出版的1:1 500 000河南地质图^[13]将商城县西歪庙组和石门冲组置于秦岭群。翟淳^[14]把信阳及其以东的龟山岩组看作是秦岭群强烈变形的产物。李云安等^[15]排除了龟山岩组全部是秦岭群强烈变形的产物,但证明了在河南凉亭龟山组中确实存在着秦岭群的东延。谭应佳^[16]认为研究区皂河郑堂子岩组中应包含有“前寒武纪岩块”。如果研究区存在秦岭群的东延,并作为祥云寨岩组的蚀源区之一,卢镇关构造混杂岩带碎屑岩显示出接近大陆岛弧型杂砂岩的REE组成特征则是合理的。

1.3 变形花岗岩的岩石化学和地球化学特征

近些年从原佛子岭岩群中识别出了较多的变质变形花岗岩体,马文璞等^[17]运用单颗粒锆石U—Pb法测得4个变形花岗岩的年龄为 (744 ± 9)

Ma和 (665 ± 39) Ma,属新元古代。野外研究表明,新元古代变形花岗岩体与卢镇关构造混杂岩带呈侵入关系。张鹏^[5]结合野外产状对侵入原小溪河组中的30个变形侵入体进行了详细分析,认为其原岩分别是花岗岩、正长岩、二长岩和碱性辉长岩,且在 $w(\text{Na}_2\text{O})-w(\text{K}_2\text{O})$ 图解上均落入碱性花岗岩区,稀土元素配分曲线与世界确认的A型花岗岩的相吻合。

A型花岗岩形成于张性的构造环境中,主要见于非造山带及造山期后。Bonin B^[18]和Eby G N等^[19]将A型花岗岩分成非造山型(AA)和后造山型(PA)两类,两者均形成于拉张作用时期。AA型花岗岩形成于大陆裂谷环境,标志着大陆岩石圈早已稳定之后的拉张,其规模和深度较大。PA型花岗岩形成于板块俯冲和碰撞之后,岩浆定位在新生的大陆壳中,标志着造山作用结束之后不久即开始的拉张^[20]。王果胜等^[21]通过岩石化学和元素地球化学分析表明,这些变质变形花岗岩的 R_1 变化的主要范围为1 934~2 768, $w(\text{Ga})/w(\text{Al})$ 值位于1.72~3.61范围内,属后造山(PA)型花岗岩。

近年来,对苏鲁、大别、柴达木盆地北缘地区的填图工作,在中央造山带识别出一条断续相连、长达3 000 km的新元古代花岗岩带^②。在中央造山带中、新元古代花岗岩包括3期:同造山的花岗闪长片麻岩—石英二长岩、后造山的钾长花岗岩和非造山的碱性花岗岩,它们共同揭示了晋宁期华北和华南两大块体从陆—陆碰撞→岩石圈和/或造山带去根作用,开始出现拉张环境的整个动力学过程。

在赵凤清^②所述的长3 000 km、从柴达木北缘东延至山东南部的新元古代中央造山带花岗岩带中,研究区新元古代变形侵入体是其东段组成部

表 3 变质构造地层碎屑岩的稀土元素组成特征 ($w_B/10^{-6}$)
Table 3 The REE characteristics of clastic rocks in metamorphic tectonostratigraphy ($w_B/10^{-6}$)

| 构造单元 | La | Ce | $w(\Sigma\text{REE})$ | $w(\text{La})/w(\text{Yb})$ | $w(\text{La})/w(\text{Yb})$ | $w(\Sigma\text{LREE})/w(\Sigma\text{HREE})$ | $\delta(\text{Eu})$ |
|-----------|------------|------------|-----------------------|-----------------------------|-----------------------------|---|---------------------|
| 卢镇关构造混杂岩带 | 17.30 | 32.00 | 82.59 | 13.01 | 8.90 | 7.30 | 0.63 |
| 大洋岛弧 | 8.00±1.70 | 19.00±3.70 | 58.00±10.00 | 4.20±1.30 | 2.80±0.90 | 3.8±0.90 | 1.04±0.11 |
| 大陆岛弧 | 27.00±4.50 | 59.00±8.20 | 146.00±20.00 | 11.00±3.60 | 7.50±2.50 | 7.70±0.13 | 0.79±0.13 |
| 活动大陆边缘 | 37.00 | 78.00 | 186.00 | 12.50 | 8.50 | 9.10 | 0.60 |
| 被动大陆边缘 | 39.00 | 85.00 | 210.00 | 15.90 | 10.80 | 8.50 | 0.56 |

注:大洋岛弧、大陆岛弧、活动大陆边缘、被动大陆边缘数据引自Bhatia^[6,8];卢镇关构造混杂岩带数据为本文4个样品的平均值。

②赵凤清.中央造山带新元古代花岗质岩石的大地构造意义.北京大学中国古陆块构造演化与超大陆旋回专题学术会议论文摘要.2000.68-69.

分。它记录了中国南北大陆或可能的 Rodinia 超大陆会聚和裂解的历史。研究区侵入卢镇关构造混杂岩带的晋宁期变形侵入体属于 PA 型花岗岩，这可能意味着南北大陆或 Rodinia 泛大陆会聚在新元古代变形花岗岩侵入之前，其后不久即开始了拉张。许多学者对中央造山带在元古代的构造演化进行了探讨，殷鸿福等^[22]提出了多岛洋、软碰撞和多旋回造山的观点。董云鹏等^[23]认为北秦岭在中、新元古代与华北陆块发生了两次拼接。

王鸿祯等^[24]认为中朝古大陆南缘在震旦纪发生了弧陆碰撞，中朝古大陆的南部大陆边缘在中、新元古代经历了 3 个演化阶段，即中元古代至新元古代早期的裂陷时期，新元古代以晋宁运动为特征的重要挤压时期和震旦纪—寒武纪（600 Ma）转变后的新的加强扩展期的开始。胡克等^[25]依据大量的地质事实证明华北地台南缘存在着晋宁运动的广泛影响，晋宁期强烈的构造—岩浆活动与秦岭—大别造山带早期构造演化密切相关，初步确定华北地台南缘晋宁运动的时限为 950~700 Ma，较华南地区晚 50~100 Ma。

北淮阳带卢镇关构造混杂岩带的被动大陆边缘沉积（中元古代至新元古代早期）和 800~650 Ma 的 PA 型花岗岩所代表的后造山花岗岩，以及 PA 型花岗岩所代表的造山作用结束之后不久即开始拉张的构造性质，与王鸿祯等论述的华北地台南缘大陆边缘在中、新元古代的演化历史相一致，较好地说明了中、新元古代南北大陆或 Rodinia 泛大陆的裂解和会聚的演化进程。

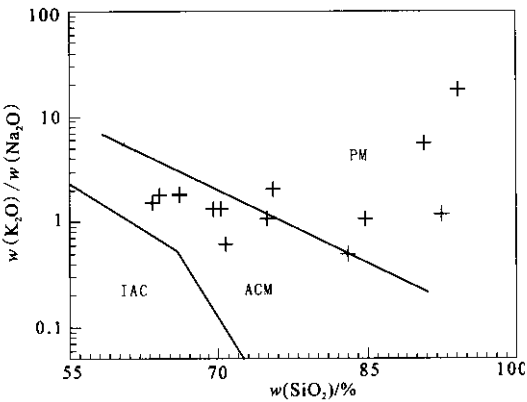
2 诸佛庵岩群的古构造环境

2.1 沉积组合性质

变质岩石学研究表明，诸佛庵岩群的变质程度较浅，原岩主要为细砂岩、粉砂岩和泥岩，岩石总体上呈生物化石贫乏的暗色单调韵律层系面貌。在弱变形域可见原生沉积构造，如大棺材沟诸佛庵岩群中的斜层理构造。潘家岭十八盘诸佛庵岩群中 S₀发育较好，原岩主要为粉砂岩和泥岩，粉砂岩和泥岩呈韵律互层，发育毫米级平行纹理，局部可见粒序层理。岩石为一套复理石建造。野外研究在变质复理石中发现有火山碎屑物质的来源，说明在沉积时存在相对活动的构造环境。

2.2 诸佛庵岩群的地球化学特征

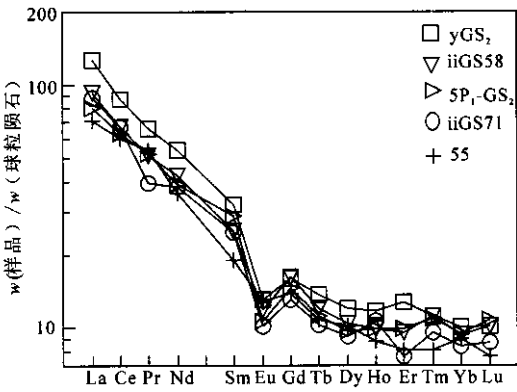
前人对研究区原佛子岭岩群的古构造环境分析主要集中在上部，且结论大体上相同，认为佛子岭岩群与南湾组形成于华北板块南部活动大陆边缘^[2-3]。依据诸佛庵岩群的含义^[4]，从前人的研究资料中，重新筛选了有关岩石化学和地球化学资料，按照碎屑岩—泥质岩类的分析方法进行分析。在碎屑岩 $w(K_2O)/w(Na_2O)-w(SiO_2)$ 图解（图 4）中，13 个样品中有 9 个样品落入活动大陆边缘。图 5 为诸佛庵岩群样品的稀土元素球粒陨石标准化稀土配分模式，从图中可以看出：曲线均向右倾斜，在轻稀土部分的斜率较大，而



IAC. 岛弧区；ACM. 活动大陆边缘区；PM. 被动大陆边缘区；

图 4 诸佛庵岩群碎屑岩 $w(K_2O)/w(Na_2O)-w(SiO_2)$ 图解（底图据 Roser 等^[9]，数据来源见安徽区域地质调查队^③）

Fig. 4 $w(K_2O)/w(Na_2O)-w(SiO_2)$ diagram of clastic rocks from Zhufoan Lithogroup



iiGS71、iiGS58、yGS₂ 数据据安徽区域地质调查队^④；5P₁—GS₂ 数据据安徽区域地质调查队^⑤；样品 55 数据据王世峰等^[3]

图 5 诸佛庵岩群稀土配分曲线

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of Zhufoan Lithogroup

③安徽区域地质调查队. 1:50 000 油店幅、响洪甸幅、青山幅和诸佛庵幅区域地质调查报告. 1991.

④安徽 313 地质队. 1:50 000 磨子潭、晓天幅区域地质调查报告. 1992.

⑤安徽地质调查所. 1:50 000 霍山县、毛坦厂区域地质调查报告. 1994.

表 4 诸佛庵岩群与华北、扬子板块地壳各圈层稀土成分对比 ($w_B/10^{-6}$)

Table 4 REE contrast of different crustal levels among the Zhufoan Lithogroup, the North China and Yangtze plates ($w_B/10^{-6}$)

| 地壳和构造地层 | 上地壳 | | 中地壳 | | 下地壳 | | 南湾组 | 诸佛庵岩群 |
|-----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 华北板块 | 扬子板块 | 华北板块 | 扬子板块 | 华北板块 | 扬子板块 | | |
| La | 30.60 | 22.80 | 24.80 | 26.60 | 23.70 | 40.70 | 30.20 | 33.70 |
| Ce | 63.50 | 44.30 | 53.30 | 51.70 | 51.40 | 77.70 | 62.50 | 65.77 |
| Pr | 8.15 | 5.77 | 5.98 | 6.71 | 5.57 | 9.12 | 8.20 | 7.22 |
| Nd | 26.40 | 20.30 | 21.90 | 23.70 | 21.40 | 29.10 | 29.80 | 29.82 |
| Sm | 4.96 | 4.04 | 4.06 | 4.71 | 4.05 | 5.13 | 5.20 | 5.99 |
| Eu | 1.11 | 0.89 | 1.03 | 1.02 | 1.01 | 1.01 | 1.20 | 1.02 |
| Gd | 3.99 | 3.43 | 3.48 | 4.02 | 3.59 | 4.67 | 4.20 | 4.52 |
| Tb | 0.61 | 0.56 | 0.50 | 0.67 | 0.51 | 0.56 | 0.70 | 0.68 |
| Dy | 3.42 | 3.21 | 2.97 | 3.88 | 3.26 | 2.73 | 4.50 | 3.93 |
| Ho | 0.68 | 0.67 | 0.56 | 0.81 | 0.62 | 0.56 | 0.80 | 0.87 |
| Er | 1.94 | 1.95 | 1.66 | 2.38 | 1.86 | 1.58 | 2.20 | 2.40 |
| Tm | 0.31 | 0.23 | 0.25 | 0.38 | 0.28 | 0.26 | 0.35 | 0.36 |
| Yb | 1.94 | 1.43 | 1.62 | 2.39 | 1.84 | 1.59 | 2.60 | 2.29 |
| Lu | 0.29 | 0.31 | 0.24 | 0.37 | 0.27 | 0.24 | 0.40 | 0.36 |
| Y | 17.40 | 18.40 | 13.70 | 22.40 | 15.10 | 14.10 | 21.80 | 21.77 |
| $w(\sum\text{REE})$ | 148.00 | 110.00 | 122.00 | 129.00 | 118.00 | 174.00 | 153.00 | 158.90 |
| $w(\text{La})/w(\text{Yb})$ | 10.70 | 10.80 | 10.30 | 7.50 | 8.80 | 17.30 | 8.60 | 9.89 |
| $\delta(\text{Eu})$ | 0.76 | 0.73 | 0.84 | 0.72 | 0.81 | 0.71 | 0.76 | 0.60 |

注：诸佛庵岩群稀土元素含量为图 5 中 5 个样品稀土元素的平均值。

在重稀土部分的则相对平缓，轻稀土明显富集；曲线在 Eu 的部位都形成一个向下的“V”形谷，说明 Eu 亏损。这些样品之间具有相似的稀土配分模式和稀土丰度特征，反映了诸佛庵岩群具有变质沉积岩的稀土性质。图 5 所示的稀土配分曲线模式与太古代的标准沉积岩稀土曲线^[26]吻合。

从表 4 中可以看出诸佛庵岩群的稀土总量约为 158.90×10^{-6} ，远低于被动大陆边缘的 210.00×10^{-6} ，介于大陆岛弧与活动大陆边缘值之间（表 3）； $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 为 9.28，与活动大陆边缘值 9.1 接近； $w(\text{La})=33.70\times10^{-6}$ ， $w(\text{Ce})=65.77\times10^{-6}$ ， $\delta(\text{Eu})=0.60$ ，各值均接近于活动大陆边缘范围（表 3），说明诸佛庵岩群形成于活动大陆边缘环境。

诸佛庵岩群的稀土元素特征为确定其源区提供了依据。表 4 列举了华北、扬子板块上地壳、中地壳及下地壳各圈层稀土元素的含量^[27-28]与南湾组^[3]和诸佛庵岩群稀土元素的含量。南湾组稀土元素的含量为 153.00×10^{-6} ，诸佛庵岩群稀土元素的含量为 158.90×10^{-6} ，两者基本相同，与扬子板块地壳各圈层稀土元素含量的平均值之间的差别较大，而与华北板块上地壳的各参数较接近。这反映南湾组和诸佛庵岩群与华北板块具有亲缘关系，南湾组和诸佛庵岩群形成于华北板块南部活动大陆边缘环境。

3 结 论

通过对新厘定的构造岩石地层单元分别进行沉积建造和岩石化学、地球化学特征的研究可以得出以下结论：

（1）原佛子岭岩群上、下部形成于不同古构造环境，是不同的构造岩石地层单元。原佛子岭岩群古构造环境认识的不同是由于将不同构造的岩石地层单元混在一起造成的。

（2）卢镇关构造混杂岩带形成于被动大陆边缘环境。卢镇关构造混杂岩带的被动大陆边缘沉积（中元古代至新元古代早期）和 800~650 Ma 的 PA 型花岗岩所代表的后造山花岗岩，较好地说明了中、新元古代南北大陆或 Rodinia 泛大陆的裂解和会聚的演化进程。

（3）诸佛庵岩群形成于华北板块南部活动大陆边缘环境。这意味着华北、扬子板块的古生代板块碰撞缝合带的位置应该位于南湾组和诸佛庵岩群分布区域的南侧，而板块碰撞的极性为扬子板块向华北板块之下发生俯冲。这一结论与徐树桐等^[29]所提出的同时期变质构造混杂岩带即板块缝合带的位置是相互支持的。

参考文献：

[1] 徐贵忠,郝杰.大别山北麓佛子岭群的特征及其形成的大地构造环境[J].地质科学,1988,2:98-109.

[2] 刘贻灿, 徐树桐, 江来利, 等. 佛子岭群的岩石地球化学及构造环境[J]. 安徽地质, 1996, 6(2): 1—6.

[3] 王世峰, 黄少英, 徐备. 信阳地区南湾组地球化学特征及其构造背景[J]. 现代地质, 2002, 16(3): 243—248.

[4] 王果胜, 宋鸿林, 马文璞, 等. 北淮阳东段变质构造地层早期构造变形及其区域构造意义[J]. 地质前缘, 2004, 11(3): 83—90.

[5] 张鹏. 北淮阳东段“小溪河组”的解体与构造环境分析[J]. 安徽地质, 1992, 2(3): 11—19.

[6] Bhatia M R. Rare earth element geochemical of Australian Paleozoic graywacks and mud rocks: Provenance and tectonic control[J]. Sedimentary, 1985, 45: 97—113.

[7] Bhatia M R, Crook K A W. Trace element characteristics of graywacks and tectonic discrimination of sedimentary basins [J]. Contrib Mineral Petrol, 1986, 92: 181—193.

[8] Bhatia M R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones[J]. The Journal of Geology, 1983, 91: 611—629.

[9] Roser B P, Korsh R J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio [J]. The Journal of Geology, 1986, 94: 623—648.

[10] Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312.

[11] Nesbit H W, Young G M. Formation and diagenesis of weathering profiles[J]. The Journal of Geology, 1989, 97: 129—147.

[12] Gao S, Wedepohl K H. The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: Implications for decomposition, age and importance of their granitic source[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995, 133: 81—94.

[13] 马丽芳, 乔秀夫, 闵隆瑞, 等. 中国地质图集[M]. 北京: 地质出版社, 2002. 229—236.

[14] 翟淳. 桐柏块体地质[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1989.

[15] 李云安, 傅昭仁. 秦岭群东延及其意义[J]. 现代地质, 1997, 11(1): 125—129.

[16] 谭应佳. 北淮阳梅山群的隶属及其地质构造若干问题[J]. 现代地质, 1997, 11(2): 221—228.

[17] 马文璞, 王关玉, 王果胜. 佛子岭岩群中的晋宁期深成岩带及其构造含意[J]. 地质论评, 2001, 47(5): 476—481.

[18] Bonin B. From orogenic to anorogenic setting: Evolution of granitoid suites after a major orogenesis[J]. The Journal of Geology, 1990, 25: 261—270.

[19] Eby G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis[J]. Lithos, 1990, 26: 115—134.

[20] 洪大卫, 王式洸, 韩宝富, 等. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志[J]. 中国科学 B 辑, 1995, 25(4): 418—426.

[21] 王果胜, 马文璞, 刘文灿, 等. 北淮阳带新元古代花岗质侵入体的特征及大地构造意义[J]. 成都理工大学学报, 2003, 30(1): 25—29.

[22] 殷鸿福, 张克信. 中央造山带的演化及其特点[J]. 地球科学, 1999, 23(5): 438—442.

[23] 董云鹏, 张国伟. 北秦岭构造属性与元古代构造演化[J]. 地球学报, 2003, 24(1): 3—10.

[24] 王鸿祯, 王自强, 张玲华, 等. 中国古大陆边缘中、新元古代及古生代构造演化[M]. 北京: 地质出版社, 1994. 1—213.

[25] 胡克, 姜琦刚, 周建波, 等. 华北地台南缘晋宁运动的初步研究[J]. 中国区域地质, 1996, 1: 31—35.

[26] Rollison H R. 岩石地球化学[M]. 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜, 译. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2000. 1—275.

[27] 高山, 张本仁, 骆庭川, 等. 秦岭造山带及其邻区大陆地壳的结构与成分研究[A]. 张本仁. 秦巴区域地球化学文集[C]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. 33—51.

[28] 高山, 张本仁, 谷晓明, 等. 华北与扬子板块志留—泥盆纪对接的沉积地球化学证据[J]. 中国科学 B 辑, 1991, 6: 645—651.

[29] 徐树桐, 刘贻灿, 江来利, 等. 大别山造山带的构造几何学和运动学[M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2002. 1—133.