

满洲里—额尔古纳地区中生代 火山岩地球化学研究

吕志成^{1,2} 郝立波² 段国正² 李殿超² 连长云³

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳 550002;

2. 长春科技大学 地球探测与信息技术学院, 长春 130026;

3. 国土资源部 中国地质调查局 北京 100083)

摘要 对满洲里—额尔古纳地区中生代塔木兰沟组、上库力组火山岩地球化学特征研究表明,它们形成于蒙古—鄂蒙茨克残余洋“剪刀式”闭合的总体构造背景下,但各组火山岩形成的具体构造属性不尽相同。塔木兰沟组火山岩形成于蒙古—鄂蒙茨克残余洋开始“剪刀式”闭合、布列亚—佳木斯地体逆时针旋转的拉张环境;上库力组火山岩形成于布列亚—佳木斯地体剪切-走滑拼合的挤压环境;梅勒图组火山岩形成于张性裂隙环境。反映了中侏罗世—早白垩世本区处于旋转、拉张-挤压、走滑拼合-再旋转拉张的地球动力学过程。

关键词: 地球化学; 构造环境; 岩浆的形成与演化; 满洲里—额尔古纳地区

中图分类号: P588.1; P594

文献标识码: A

文章编号: 1000-4734(2000)04-0406-09

作者简介: 吕志成,男,1966年生,1999年毕业于长春科技大学地球探测与信息技术学院,获工学博士学位,现在中国科学院地球化学研究所做博士后工作,主要从事岩石、矿床地球化学等方面的研究工作。

满洲里—额尔古纳地区中生代火山岩属大兴安岭巨型火山岩带的重要组成部分,由于该区处于多板块拼合的特殊地质构造环境及其近年来许多大型、超大型矿床的相继发现,如何正确认识该区中生代火山岩产出的构造背景及该区中生代构造体制的相互转换关系,具有重要的理论和实际意义,成为众多学者研究的热点。本文以该区中生代火山岩的地质地球化学特征为依据,探讨了该区中生代的构造演化。

1 地质概况

中生代火山岩广泛分布,约占全区面积的40%,并构成规模不等的火山盆地。出露的火山岩主要为中生代中侏罗统塔木兰沟组及上侏罗统上库力组,岩性为一套中基性—酸性火山岩组合,其次为下白垩统梅勒图组,岩性为基性火山岩组合。

上述火山岩明显地受多次活动的北东向及北西向断裂带控制。根据火山活动的特点,可分为塔木兰沟旋回、上库力旋回和梅勒图旋回。

中侏罗统塔木兰沟组(J_2t):主要岩石类型为玄

武岩、玄武安山岩、安山岩、粗安岩、安山质凝灰岩等。该组地层可分为上下两岩性段,下段(J_2t^1)由玄武岩、玄武安山岩等基性火山熔岩组成;上段(J_2t^2)由安山岩、安山质凝灰岩等组成。K-Ar同位素年龄为154、166.3和158Ma^[1,2],属中侏罗世。

上侏罗统上库力组(J_3s):主要岩性为一套中酸性、酸性熔岩及火山碎屑岩。该组地层可分为三个岩性段,下段为酸性熔结凝灰岩、流纹英安岩、英安岩及酸性凝灰岩组成;中段为酸性、酸碱性凝灰岩、角砾凝灰岩夹少量凝灰熔岩;上段为碱质酸性熔岩、酸性火山碎屑岩及熔岩和粗面岩等。该组岩石钾氩法年龄为119、138和149.9Ma^[1,2]等,属晚侏罗世。

下白垩统梅勒图组(K_{1m}):分布局限,出露面积小。岩性主要为安山岩、玄武岩等基性熔岩。Rb-Sr等时线年龄为135Ma^[3],属早白垩世。由于该组岩石目前所获得的资料有限,故本文不作重点讨论。

2 地球化学

2.1 主要元素

本区中生代火山岩岩石化学分析结果及有关参数见表1。

收稿日期: 1999-11-26

基金项目: 原地矿部定向基金(地科定95-01)项目; 国家攀登计划预

选项目(95-预-39)

续表 1

| 时代 | 样号 | 岩性 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | A/NCK | Na ₂ O+K ₂ O | K ₂ O/K ₂ O | σ | AR | 注 |
|-------------------------------|---------|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|------------------------------------|-----------------------------------|------|------|---|
| | IP3GS15 | 玄武岩 | 55.44 | 1.19 | 15.98 | 3.62 | 3.30 | 0.08 | 4.61 | 6.83 | 2.88 | 4.16 | 0.340 | 0.74 | 7.04 | 1.44 | 3.98 | 1.68 | c |
| | GS-99 | 玄武岩 | 49.08 | 1.29 | 16.68 | 3.57 | 4.82 | 0.16 | 4.86 | 8.69 | 2.89 | 0.95 | 0.410 | 0.77 | 3.84 | 0.33 | 2.43 | 1.36 | d |
| | IP6GS8 | 安山玄武岩 | 57.44 | 1.14 | 16.51 | 5.99 | 0.83 | 0.07 | 0.76 | 4.65 | 4.04 | 3.70 | 0.400 | 0.86 | 7.74 | 0.92 | 4.15 | 2.15 | c |
| | MGS-4 | 高铝玄武岩 | 57.60 | 1.80 | 15.93 | 8.29 | 0.68 | 1.09 | 1.14 | 3.47 | 2.55 | 2.00 | 1.100 | 1.26 | 4.55 | 0.78 | 1.42 | 1.61 | d |
| | MGS-12 | 玄武粗安岩 | 54.00 | 1.70 | 18.70 | 7.68 | 0.91 | 0.06 | 0.78 | 5.94 | 4.20 | 2.75 | 0.800 | 0.90 | 6.95 | 0.65 | 4.39 | 1.79 | d |
| | MGS-15 | 碱性玄武岩 | 52.70 | 1.50 | 19.31 | 7.25 | 1.03 | 0.20 | 1.21 | 5.84 | 4.05 | 2.50 | 0.950 | 0.97 | 6.55 | 0.62 | 4.42 | 1.70 | d |
| J ₂ t ¹ | 4gs13 | 橄榄粗面岩 | 55.03 | 1.29 | 15.55 | 7.21 | 0.25 | 0.09 | 4.44 | 3.17 | 6.86 | 1.37 | 0.001 | 0.84 | 8.23 | 0.20 | 5.63 | 2.57 | c |
| | E421 | 粗安岩 | 55.67 | 1.40 | 16.28 | 6.96 | 0.14 | 0.03 | 1.03 | 3.47 | 0.84 | 9.07 | 2.043 | 0.93 | 9.91 | 10.80 | 7.75 | 3.01 | b |
| | E422 | 粗安岩 | 56.05 | 1.54 | 18.24 | 6.98 | 0.18 | 0.02 | 1.65 | 1.65 | 0.01 | 8.32 | 1.152 | 1.52 | 8.33 | 832.00 | 5.32 | 2.44 | b |
| | e7 | 安山玄武岩 | 52.08 | 1.10 | 15.32 | 7.60 | 0.22 | 0.14 | 4.86 | 6.35 | 3.96 | 1.67 | 0.310 | 0.77 | 5.63 | 0.42 | 3.49 | 1.70 | c |
| | e10 | 玄武岩 | 55.95 | 1.13 | 16.36 | 4.85 | 2.10 | 0.08 | 4.09 | 4.87 | 4.74 | 2.17 | 0.350 | 0.86 | 6.91 | 0.46 | 3.69 | 1.97 | c |
| | gs16 | 安山玄武岩 | 55.56 | 1.30 | 16.73 | 6.03 | 1.76 | 0.14 | 4.11 | 4.97 | 4.49 | 1.93 | 0.460 | 0.90 | 6.42 | 0.43 | 3.28 | 1.84 | c |
| | E135 | 玄武粗安岩 | 55.09 | 1.64 | 15.82 | 8.71 | 3.64 | 0.12 | 2.29 | 6.17 | 3.29 | 2.41 | 0.824 | 0.82 | 5.70 | 0.73 | 2.69 | 1.70 | b |
| | E137 | 玄武粗安岩 | 56.07 | 1.23 | 15.62 | 7.86 | 2.83 | 0.11 | 3.68 | 6.12 | 4.10 | 2.06 | 0.478 | 0.78 | 6.16 | 0.50 | 2.90 | 1.79 | b |

注 a. 本次研究 (长春科技大学测试中心分析) b. 连长云等, 1996 c. 据 1:20 区调报告, 1985 d. 黑龙江地勘局, 1990.

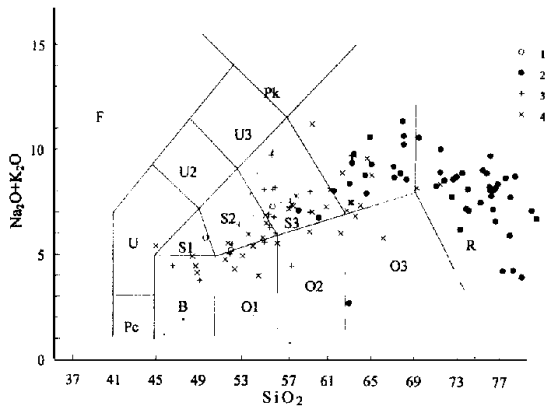


图 1 火山岩 TAS 分类图 (据 Le Bas 等, 1986)

Fig. 1. TAS diagram of the volcanic rocks.

- 1. 梅勒图组 2. 上库力组 3. 塔木兰沟组下段
- 4. 塔木兰沟组上段

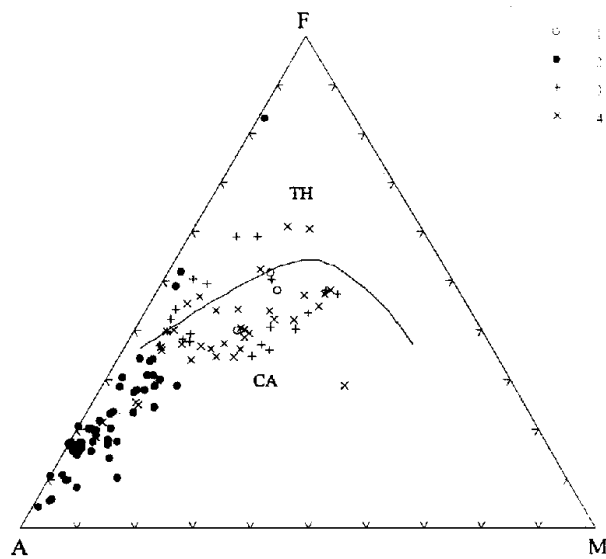


图 2 火山岩 FAM 图 (据 T. N. Irvine, 1977)

Fig. 2. FAM diagram of the volcanic rocks.

图例同图 1

在 TAS 图中 (图 1) 本区中生代火山岩明显地划分为粗面玄武岩-玄武质粗面安山岩-粗面安山岩-粗面岩-粗面英安岩及玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合, 且以第一组合为主。与典型构造环境的火山岩组合均不同, 与青藏陆内造山火山岩较相似。在 AFM 图解中 (图 2) 本区中生代火山岩主要表现出钙碱性岩石系列的演化趋势, 同时部分样品具有拉斑玄武岩系列岩石的演化趋势。在 AR-SiO₂ 图解中 (图 3), 中生代火山岩主要以钙碱性和弱碱性为主, 个别样品落入碱性区。本区中生代火山岩 DI、SiO₂、K₂O、Al₂O₃、FeO 等频率统计表现为双峰分布的特点^[1], 但不同于典型裂谷火山建造 DI 为 20~30 和 80 的峰值分布, 表现为以裂谷火山建造为主, 兼具有活动陆缘火山岩的成分特征。

2.2 微量元素

中生代火山岩微量元素成分特征见表 2。

由表可知, 塔木兰沟组玄武岩-玄武粗安岩与中国玄武岩^[5]相比较, 大阳离子不相容元素 Rb、Sr、Ba 等明显富集, 铁族元素含量均不同程度亏损, 亲氧元素除 Nb、U 偏低外, 其余元素均不同程度富集。塔木兰沟组安山岩-安山质凝灰岩等与中国安山岩^[5]相比较, Sc、V、Co、Ni 偏低, Cr 含量相当, 其余元素均不同程度富集。

上库力组流纹岩、流纹质凝灰岩与中国流纹岩^[5]相比较, Ba、Nb、Sn、La、Y 含量相当, 其余元素含量明显偏高。

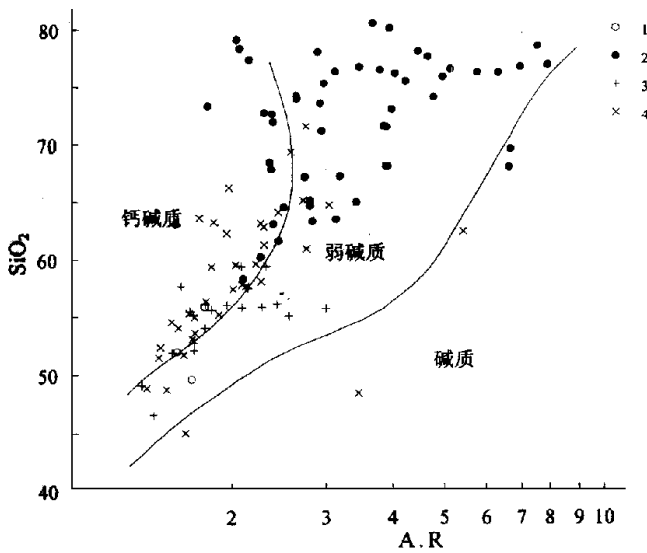


图3 中生代火山岩 SiO₂-AR 图 (据 J. B. Wright, 1969)

Fig. 3. SiO₂ vs. AR diagram of the volcanic rocks.

图例同图 1

2.3 稀土元素

中生代火山岩稀土元素分析结果及有关参数见

表 3。由表可知,塔木兰沟组玄武岩-玄武安山岩-安山岩类稀土总量为 $126.55 \times 10^{-6} \sim 316.68 \times 10^{-6}$, 平均值为 237.38×10^{-6} , 稀土总量明显偏高, 轻重稀土比值为 $11.57 \sim 20.47$, 平均值为 15.83 , 反映了轻重稀土分馏性较强, δCe 为 $0.71 \sim 1.29$, 平均值为 0.94 , 具有较弱的负铈异常, δEu 为 $0.74 \sim 1.22$, 平均值为 0.89 , $(La/Sm)_N$ 为 $3.48 \sim 5.65$, 平均值为 3.88 , 反映了轻稀土内部之间可能存在一定程度的分馏, $(Gd/Yb)_N$ 为 $1.12 \sim 5.53$, 平均值为 3.56 , 反映了重稀土内部亦存在着分馏作用, 但较轻稀土略弱。在稀土元素球粒陨石标准化图中 (图 4a) 表现为左高右低陡倾斜分布模式。稀土元素的这些特征值与大陆裂谷火山岩相应岩石的特征相似。

上库力组流纹岩-流纹质凝灰岩 ΣREE 为 $145.69 \times 10^{-6} \sim 255.00 \times 10^{-6}$, 平均值为 195.14×10^{-6} , $LREE/HREE$ 为 $7.77 \sim 14.44$, 平均值为 10.14 , 轻重稀土分馏性较强, 且轻稀土较为富集, δCe 为 $0.77 \sim 1.10$, 平均值为 0.94 , δEu 为 $0.26 \sim 0.73$, 平均值为 0.46 , 具有中等—较强的负铈异常。 $(La/Sm)_N$ 为 $3.31 \sim 4.15$, 平均值为 3.57 , 表明轻稀土内部存在着分馏作用, $(Gd/Yb)_N$ 为 2.12 , 表明重稀土内部亦存在分馏作用, 但较轻稀土弱。在稀土

表 2 中生代火山岩微量元素分析结果

Table 2. The chemical composition of the volcanic rocks

| 地层 | 样号 | 岩性 | Rb | Sr | Ba | Sc | V | Mn | Cr | Co | Ni | Nb | Ta | Zr | Hf | U | Th | La | Y |
|--------------------|----------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|---------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|
| J _{2t} | d20-2 | 安山质凝灰岩 | 86.3 | 179.3 | 408.0 | 18.1 | 214.8 | 1396.0 | | 28.9 | 15.5 | 23.1 | | 170.4 | | | 14.4 | 42.8 | 33.19 |
| | d20-3 | 安山质凝灰岩 | 52.9 | 672.1 | 526.5 | 15.98 | 208.8 | 1297.0 | | 32.3 | 10.0 | 7.5 | | 159.5 | | | 0.7 | 36.9 | 25.59 |
| | d20-7 | 安山岩 | 99.4 | 581.6 | 768.3 | 15.22 | 226.1 | 1149.0 | | 40.3 | 21.8 | 21.0 | 2.81 | 204.3 | 6.32 | | 13.5 | 61.0 | 2927 |
| | d20-11-1 | 安山质凝灰岩 | 135.1 | 409.3 | 1148.5 | 5.02 | 45.1 | 556.0 | | 4.1 | 2.0 | 18.9 | 2.57 | 274.4 | 8.45 | | 19.9 | 61.1 | 23.99 |
| | d20-12-1 | 安山质凝灰岩 | 97.4 | 131.8 | 552.9 | 1.64 | 54.1 | 37441.0 | | 5.8 | 11.3 | 1.2 | | 82.2 | | | 1.6 | 25.5 | 10.41 |
| | d20-12-3 | 安山岩 | 193.6 | 33.1 | 268.6 | 11.32 | 172.6 | 8420.0 | | 19.4 | 10.6 | 13.9 | 3.09 | 347.5 | 3.37 | | 2.2 | 75.6 | 20.21 |
| | d20-9 | 安山质凝灰岩 | 150.2 | 287.1 | 960.7 | 8.12 | 39.0 | 786.0 | | 5.8 | 0.6 | 24.8 | | 286.6 | | | 24.6 | 63.5 | 29.47 |
| | E402 | 玄武安山岩* | 23.7 | 4122 | 1176 | | 196 | 1332 | 130 | 34.7 | 67.5 | 23.5 | 3.3 | 277 | 7.6 | 2.9 | | 6.8 | |
| | E421 | 粗安岩* | 194 | 164 | 1046 | | 102 | 194 | 100 | 30.5 | 36.2 | 27.1 | 4.6 | 490 | 9.9 | 154 | | 17.3 | |
| | E422 | 粗安岩* | 271 | 164 | 988 | | 142 | 155 | 112 | 30.0 | 36.2 | 28.5 | 6 | 463 | 8.7 | 32.7 | | 19.2 | |
| | d12-1 | 玄武岩 | 54.6 | 880.2 | 386.5 | 14.89 | 241.0 | 1025.0 | | 44.7 | 41.5 | 25.6 | 3.48 | 225.2 | 11.74 | | 2.1 | 50.8 | 24.16 |
| | d12-5 | 玄武岩 | 93.9 | 383.2 | 482.5 | 15.61 | 234.0 | 942.0 | | 43.7 | 54.0 | 30.6 | | 225.7 | | | 9.3 | 45.8 | 23.38 |
| E135 | 玄武粗安岩* | 89.8 | 2032 | 913 | | 170 | 985 | 139 | 31.2 | 35.7 | 23.7 | 3 | 386 | 9.6 | 0.92 | | 5.9 | | |
| E137 | 玄武粗安岩* | 23.7 | 2092 | 766 | | 153 | 976 | 106 | 31.2 | 46.2 | 16.4 | 2 | 291 | 8.8 | 0.16 | | 8.9 | | |
| d12 ¹ 0 | 玄武岩 | 56.3 | 910.6 | 482.5 | 16.34 | 245.8 | 1331.0 | | 43.9 | 39.4 | 29.9 | | 285.6 | | | 8.9 | 49.7 | 29.62 | |
| J _{3s} | E69 | 流纹岩* | 479 | 215 | 730 | | 12.0 | 907 | 6 | 3.75 | 5 | 9.9 | 4.5 | 210 | 6.6 | 3.53 | | 14.1 | |
| | E81 | 流纹岩* | 237 | 224 | 1656 | | 30.0 | 633 | 9.01 | 4.0 | 6.21 | 10.9 | 3.3 | 213 | 7.7 | 1.85 | | 13.9 | |
| | E341 | 流纹岩* | 22 | 46.2 | 107 | | 11.0 | 749 | 12.1 | 4.0 | 10 | 11.6 | 5.5 | 223 | 7.5 | 1.84 | | 17.3 | |
| | E342 | 流纹岩* | 238 | 47.8 | 700 | | 39.0 | 236 | 10.55 | 10.0 | 11.2 | 15.1 | 1.8 | 271 | 9 | 4.14 | | 17.3 | |
| | E468 | 流纹岩* | 874 | 13.2 | 249 | | 24.0 | 472 | 10.6 | 5.21 | 7.5 | 38 | 6.5 | 270 | 5.5 | 7.34 | | 37.5 | |
| | d27-4-2 | 流纹英安岩 | 212.2 | 186.3 | 1253.0 | 8.46 | 46.9 | 874.0 | | 6.7 | 5.2 | 29.7 | 2.87 | 405.4 | 15.74 | | 26.9 | 78.5 | 32.49 |
| | d27-6 | 流纹质凝灰岩 | 178.6 | 270.9 | 946.1 | 8.98 | 57.3 | 727.0 | | 8.3 | 2.8 | 26.6 | 1.51 | 346.8 | 14.4 | | 25.6 | 61.5 | 33.3 |
| | d27-8 | 流纹英安岩 | 250.5 | 155.8 | 584.4 | 4.19 | 34.6 | 611.0 | | 3.8 | 2.8 | 47.5 | | 288.4 | | | 37.9 | 76.7 | 38.01 |
| | d27-10 | 流纹质凝灰岩 | 116.2 | 475.2 | 675.6 | 11.76 | 117.3 | 900.0 | | 15.1 | 4.1 | 10.9 | | 249.1 | | | 12.6 | 40.2 | 24.43 |
| | d27-3-1 | 英安岩 | 110.4 | 609.8 | 731.6 | 8.21 | 91.0 | 811.0 | | 12.7 | 4.0 | 15.3 | | 212.1 | | | 12.5 | 48.9 | 25.63 |
| d20-12-2 | 流纹质凝灰岩 | 172.2 | 17.3 | 515.0 | 4.8 | 34.0 | 672.0 | | 4.1 | 1.7 | 4.2 | | 276.3 | | | 12.5 | 25.5 | 15.43 | |

注: Ag, Au 含量单位为 10^{-9} , 其余为 10^{-6} , (长春科技大学测试中心分析); * 据连长云等, 1996.

元素球粒陨石标准化图解中(图4b),均表现为左高右低缓倾斜轻稀土富集分布模式,具明显“V”字形。

表3 中生代火山岩稀土元素分析结果及有关参数

Table 3. REE composition and some parameters of the Mesozoic volcanic rocks

| 样号 | 岩性 | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|-----------|-------|-------|--------|--------|-------|-----------|------|-------|----------------------|----------------------|----------------------|------|------|------|------|
| d12-1** | 玄武岩 | 37.11 | 72.85 | 8.11 | 32.08 | 6.68 | 1.75 | 4.48 | 0.50 | 3.35 | 0.50 | 1.29 | 0.13 | 1.16 | 0.16 |
| d20-3** | 安山岩 | 26.96 | 53.09 | 5.05 | 22.98 | 4.88 | 1.26 | 3.90 | 0.49 | 3.53 | 0.62 | 1.92 | 0.23 | 1.72 | 0.24 |
| 2** | 安山岩 | 70.90 | 138.60 | 17.00 | 55.40 | 11.48 | 2.83 | 8.77 | 1.18 | 4.50 | 0.96 | 2.66 | 0.44 | 1.69 | 0.27 |
| 4** | 安山岩 | 48.83 | 82.13 | 12.28 | 43.27 | 7.82 | 1.77 | 6.39 | 1.14 | 3.45 | 0.90 | 1.84 | 0.52 | 1.98 | 0.21 |
| 5** | 安山岩 | 50.31 | 90.68 | 14.01 | 42.93 | 7.98 | 1.95 | 6.46 | 0.93 | 3.45 | 0.09 | 1.70 | 0.35 | 1.24 | 0.01 |
| E135* | 玄武粗安岩 | 68.00 | 126.00 | 17.10 | 67.80 | 12.70 | 2.90 | 9.60 | 1.00 | 4.00 | 0.80 | 2.10 | 0.30 | 1.40 | 0.20 |
| E137* | 玄武粗安岩 | 45.00 | 92.70 | 9.60 | 42.50 | 7.90 | 2.10 | 6.40 | 0.70 | 2.70 | 0.60 | 1.50 | 0.20 | 1.00 | 0.10 |
| E402* | 玄武安山岩 | 80.00 | 106.00 | 13.40 | 58.00 | 8.90 | 3.60 | 9.00 | 1.10 | 5.20 | 1.10 | 2.20 | 0.30 | 1.70 | 0.30 |
| E422* | 粗安岩 | 50.30 | 137.60 | 12.30 | 45.60 | 8.90 | 2.10 | 3.60 | 0.47 | 3.25 | 0.79 | 2.29 | 0.39 | 2.60 | 0.32 |
| 平均 | | 53.05 | 99.96 | 12.09 | 45.62 | 8.58 | 2.25 | 6.51 | 0.83 | 3.71 | 0.71 | 1.95 | 0.32 | 1.61 | 0.20 |
| 1** | 流纹岩 | 40.90 | 82.90 | 10.90 | 38.10 | 7.48 | 0.67 | 8.26 | 1.11 | 4.90 | 0.95 | 2.86 | 0.43 | 2.10 | 0.31 |
| d27-4-2** | 流纹英安岩 | 42.62 | 61.97 | 7.45 | 33.32 | 6.67 | 1.31 | 4.57 | 0.40 | 3.98 | 0.66 | 2.05 | 0.24 | 2.05 | 0.28 |
| L-2** | 流纹岩 | 41.70 | 79.70 | 10.00 | 36.10 | 6.70 | 1.00 | 4.50 | 0.80 | 3.90 | 0.90 | 2.60 | 0.40 | 2.80 | 0.47 |
| L-1** | 流纹岩 | 21.90 | 61.00 | 8.30 | 30.60 | 6.30 | 0.89 | 4.54 | 0.70 | 2.90 | 0.60 | 1.50 | 0.30 | 1.30 | 0.35 |
| d25-15** | 流纹岩 | 51.00 | 103.00 | 12.80 | 47.80 | 8.90 | 1.80 | 9.50 | 1.50 | 6.90 | 1.50 | 4.50 | 0.80 | 4.10 | 0.60 |
| e341* | 流纹岩 | 41.00 | 87.00 | 11.70 | 38.00 | 6.90 | 0.70 | 7.20 | 1.00 | 4.80 | 1.00 | 3.00 | 0.50 | 2.50 | 0.50 |
| E69* | 流纹岩 | 34.30 | 63.80 | 6.60 | 25.40 | 5.20 | 1.02 | 2.94 | 0.40 | 2.20 | 0.45 | 1.53 | 0.23 | 1.43 | 0.19 |
| E342* | 流纹岩 | 42.30 | 90.30 | 8.54 | 32.70 | 6.48 | 1.14 | 3.71 | 0.51 | 3.89 | 0.75 | 3.04 | 0.32 | 2.20 | 0.25 |
| E468* | 流纹岩 | 49.50 | 90.80 | 13.60 | 57.00 | 9.40 | 0.50 | 10.10 | 1.20 | 7.20 | 1.30 | 3.60 | 3.50 | 2.90 | 0.50 |
| 平均 | | 40.58 | 80.05 | 9.99 | 37.67 | 7.11 | 1.00 | 6.15 | 0.85 | 4.52 | 0.90 | 2.74 | 0.75 | 2.38 | 0.38 |
| 样号 | 岩性 | Y | ∑REE | LREE | HREE | LREE/HREE | δCe | δEu | (La/Yb) _N | (La/Sm) _N | (Gd/Yb) _N | | | | |
| d12-1** | 玄武岩 | 15.02 | 170.15 | 156.83 | 11.57 | 13.55 | 0.97 | 0.92 | 21.57 | 3.49 | 3.12 | | | | |
| d20-3** | 安山岩 | 19.11 | 126.87 | 112.96 | 12.65 | 8.93 | 1.02 | 0.86 | 10.57 | 3.48 | 1.83 | | | | |
| 2** | 安山岩 | 0.00 | 316.68 | 293.38 | 20.47 | 14.33 | 0.93 | 0.83 | 28.28 | 3.88 | 4.19 | | | | |
| 4** | 安山岩 | 0.00 | 212.44 | 194.33 | 16.41 | 11.89 | 0.79 | 0.74 | 16.66 | 3.93 | 2.61 | | | | |
| 5** | 安山岩 | 0.00 | 222.09 | 205.91 | 14.24 | 14.46 | 0.81 | 0.81 | 27.27 | 3.96 | 4.19 | | | | |
| E135* | 玄武粗安岩 | 17.80 | 313.90 | 291.60 | 19.40 | 15.03 | 0.87 | 0.77 | 32.75 | 3.37 | 5.53 | | | | |
| E137* | 玄武粗安岩 | 11.30 | 213.00 | 197.70 | 13.20 | 14.98 | 1.03 | 0.88 | 30.34 | 3.58 | 5.16 | | | | |
| E402* | 玄武安山岩 | 21.20 | 290.80 | 266.30 | 20.90 | 12.74 | 0.71 | 1.22 | 31.73 | 5.65 | 4.27 | | | | |
| E422* | 粗安岩 | 26.00 | 270.51 | 254.70 | 13.71 | 18.58 | 1.29 | 0.96 | 13.04 | 3.56 | 1.12 | | | | |
| 平均 | | 12.27 | 237.38 | 219.30 | 15.84 | 13.83 | 0.94 | 0.89 | 23.58 | 3.88 | 3.56 | | | | |
| 1** | 流纹岩 | 0.00 | 201.87 | 180.28 | 20.92 | 8.62 | 0.93 | 0.26 | 13.13 | 3.44 | 3.17 | | | | |
| d27-4-2** | 流纹英安岩 | 21.69 | 167.57 | 152.03 | 14.23 | 10.68 | 0.77 | 0.69 | 14.02 | 4.02 | 1.80 | | | | |
| L-2** | 流纹岩 | 1.00 | 191.90 | 174.20 | 16.37 | 10.72 | 0.90 | 0.50 | 10.40 | 3.92 | 1.30 | | | | |
| L-1** | 流纹岩 | 1.00 | 141.20 | 128.10 | 12.19 | 10.52 | 1.10 | 0.50 | 11.36 | 2.17 | 2.82 | | | | |
| d25-15** | 流纹岩 | 38.10 | 255.00 | 223.50 | 29.40 | 7.71 | 0.97 | 0.44 | 8.22 | 3.24 | 1.87 | | | | |
| e341* | 流纹岩 | 28.20 | 205.80 | 184.60 | 20.50 | 9.00 | 0.94 | 0.30 | 11.06 | 3.74 | 2.32 | | | | |
| E69* | 流纹岩 | 13.60 | 145.69 | 135.30 | 9.37 | 14.44 | 0.96 | 0.73 | 16.17 | 4.15 | 1.66 | | | | |
| E342* | 流纹岩 | 28.60 | 196.13 | 180.32 | 14.67 | 12.29 | 1.08 | 0.65 | 12.96 | 4.11 | 1.36 | | | | |
| E468* | 流纹岩 | 39.60 | 251.10 | 220.30 | 30.30 | 7.27 | 0.83 | 0.16 | 11.51 | 3.31 | 2.81 | | | | |
| 平均 | | 19.09 | 195.14 | 175.40 | 18.66 | 10.14 | 0.94 | 0.47 | 12.09 | 3.57 | 2.12 | | | | |

注: * 据连长云, 阎鸿铨, 等, 1996; ** 由吉林地研所测试中心分析(本次研究), 1996.

2.4 同位素

塔木兰沟组中基性岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 为 0.702 77 ~ 0.708 33^[4], 平均值为 0.706 35, $\epsilon\text{Sr}(t) = +10 \sim +42$ ^[6], $\delta^{18}\text{O}$ 为 9.562‰, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) 为 0.502 071 ~ 0.512 445^[7], $\epsilon\text{Nd}(t) = +0.5 \sim -1$ ^[6], 上库力组初始锶比值集中于 0.710 ~ 0.720 之间, 梅勒图组火山岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 为 0.702 77 和 0.707 86, 同位素特征表明, 塔木兰沟组和梅勒图组火山岩的物源来自于地幔, 但经壳源物质的轻度混染。上库力组酸性火山岩物源来自于地壳。

3 讨论

3.1 中生代火山岩产出的构造背景

目前对该区中生代火山岩产出的构造环境主要有以下三种认识: ①与太平洋板块的活动有关^[8,9]; ②裂谷作用^[10]; ③大陆根柱及幔羽构造^[7,11,12]。作者认为, 要正确认识本区中生代火山岩产出的构造背景, 必须建立在以下事实基础上进一步讨论: 本区在中生代已完成与邻区微板块的拼贴作用, 完全处于板内环境, 因此, 不具有活动陆缘或岛弧之类的构

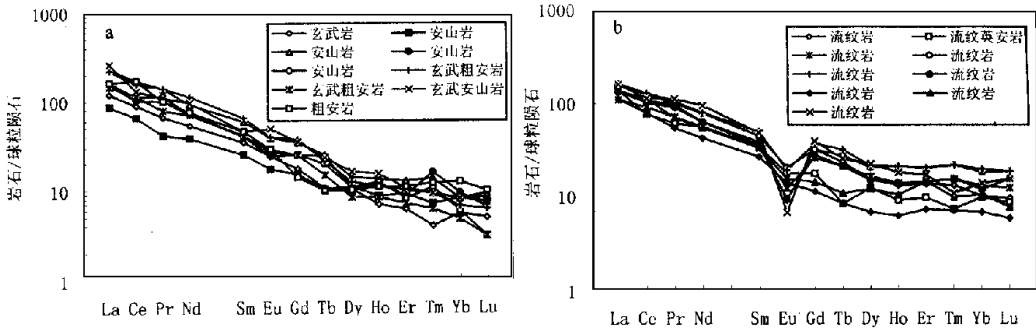


图 4 塔木兰沟组 (a) 和上库力组火山岩 (b) 稀土元素球粒陨石标准化图

Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns in the volcanic rocks.

造环境^[43]环太平洋构造体制在本区可能是不存在的^[44],而蒙古—鄂蒙茨克残余洋构造域的影响是第一位的^[4]。

在以上认识基础上,我们再讨论一下各旋回火山岩产出的具体构造环境。

塔木兰沟组:该组火山岩主要分布于受北东向断裂构造控制的断陷盆地中,明显地受控于断裂构造,且多为火山溢流作用形成。岩石组合为碱性玄武岩-玄武粗安岩-粗安岩-粗面岩-石英粗面岩及玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩,且以第一组合为主,其岩石组合与青藏陆内造山环境火山岩相似。微量元素以富集不相容元素为特征,在微量元素构造环境判别图中(图5),投影点基本落于板内环境,上述特征表明塔木兰沟组火山岩形成于蒙古—鄂蒙茨克残余洋开始“剪刀式”闭合的板内旋转拉张似裂

谷环境。

上库力组:上库力组火山岩岩石组合主要为粗面岩、流纹岩等,岩石类型相对单一。岩石化学研究表明,该旋回岩石系列主要具弱碱性钾质岩石的特点。上库力组火山岩稀土总量较高,轻稀土富集, δEu 亏损明显。不相容元素及挥发性元素(As、Sb、Bi、F)等含量明显偏高^[4]。上述特征表明,上库力组火山岩是地幔物质参与下,地壳物质部分熔融而形成的。该旋回火山岩形成于剪切-走滑拼合的挤压环境。

梅勒图组:梅勒图组火山岩岩石组合及岩石化学成分特征与塔木兰沟组基性火山岩相似,表明它们形成于相似的构造环境,即张性似裂谷环境。

上述三旋回火山岩产生的构造环境反映了中侏罗世—早白垩世本区处于旋转、拉张-挤压、走滑拼合再旋转拉张的地球动力学过程,同时它也是蒙古—鄂蒙茨克残余洋“剪刀式”闭合的具体动力学过程。

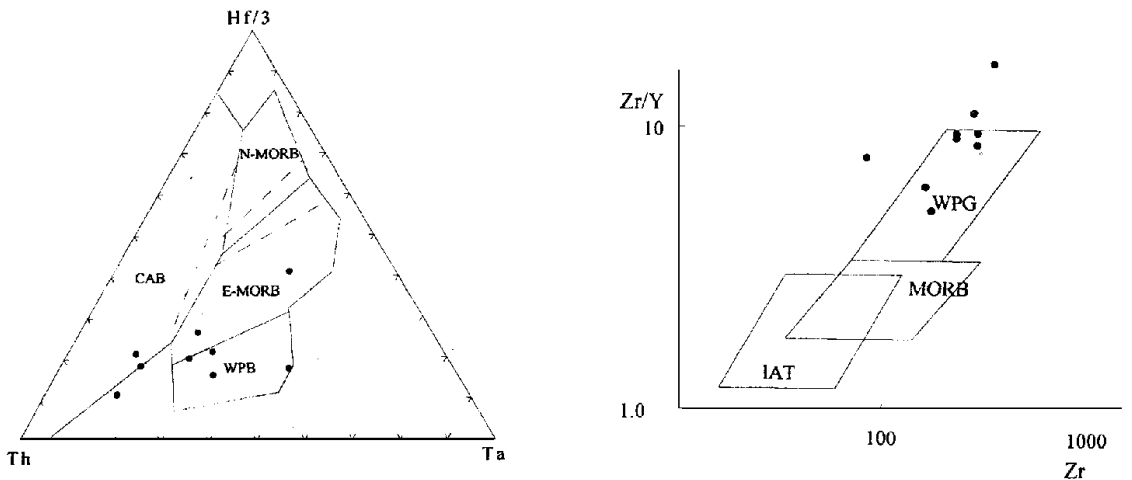


图 5 塔木兰沟组基性火山岩构造环境判别图解

Fig. 5. The determination diagram of tectonic settings for basalts.

IAT. 岛弧拉斑玄武岩 WPB. 板内玄武岩 CAB. 钙碱性玄武岩 N-MORB. 正常洋中脊玄武岩

E-MORB. 富集洋中脊玄武岩

3.2 中生代火山岩的起源和演化

3.2.1 塔木兰沟组

(1) 岩浆来源: 基性岩石的 $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ 平均值为 0.67, 微量元素 Rb 含量较低, Sr 含量较高。结合同位素资料, 表明塔木兰沟中基性岩石形成于上地幔, 并经地壳物质的轻度污染。

(2) 源区性质: 为了能够较准确地反演塔木兰沟组火山岩的源区特征, 选择了 $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ 值介于 0.65~0.75 之间的玄武岩样品, 以此推断源区性质。

塔木兰沟组基性火山岩稀土总量较高, 轻重稀土分馏性较强, 轻稀土强烈富集, 微量元素以富含不相容元素为特征, 元素对比值(表 4)接近于原始地幔, 表明塔木兰沟组玄武岩来自于高度富集性地幔。

在原始地幔标准化蛛网图中(图 6), 塔木兰沟组玄武岩高度富集不相容元素, 其中 Ba、Rb、Th、K、Ta 等尤以 Ba、Th、K、Ta 最为丰富, 分别构成峰, 而 Sr、Nb、P、Zr、Hf、Ti、Y、Yb 等元素明显富集, 曲线整体呈上隆状。上述图形表现出岛弧钙碱性玄武岩与洋岛玄武岩的元素富集特征, 表明本区上地幔的富集因子分别来自地壳物质再循环进入上地幔及地幔深部物质上升进入上地幔。本区玄武岩 Sr 与 Rb、 K_2O 、Ba、Th 等呈明显的负相关^[4], 表明大阳离子亲石元素的富集因子主要来自地壳再循环物质的混染。

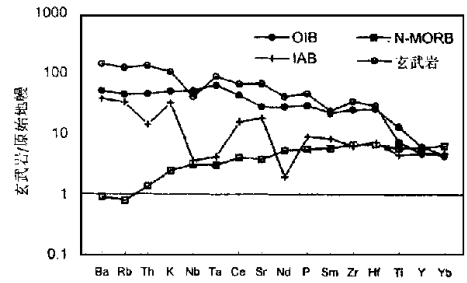


图 6 中生代基性火山岩微量元素蛛网图

Fig. 6. Spider diagram of basalts of the Tamulangou Group.

Cr、Co、Ni 属于相容元素, 在洋中脊玄武岩中它们的平均值分别为 300×10^{-6} , 100×10^{-6} , 32×10^{-6} ^[5, 16], 与大洋俯冲有关的弧火山岩分别为 $30 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$, $15 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$, $13 \times 10^{-6} \sim 20 \times 10^{-6}$ ^[5, 16], 相比而言, 本区基性火山岩 Cr、Co、Ni 明显高于弧火山岩, 而 Cr、Co 低于洋中脊玄武岩, Ni 与洋中脊玄武岩相当, 表明本区火山岩源区较洋中脊玄武岩源区明显富集, 较火山弧玄武岩源区亏损。对于高场强不相容元素(LREE、Zr、Hf 等), 由于本区玄武岩源区相对火山弧玄武岩源区更为亏损, 因此, 高场强不相容元素的富集因子不可能是地壳再循环物质, 而源于深部富集地幔。

这样, 本区玄武岩源区 Cr、Co、Ni 指示的亏损

表 4 中生代玄武岩不相容元素比值与原始地幔、洋中脊玄武岩、大洋岛玄武岩

Table 4. Incompatible trace element ratios in the volcanic rocks compared with those of the PM, N-MORB, CC and HIMU OIB

| | Zr X/b | La X/b | Ba X/b | Ba Th | Rb X/b | Th X/b | Th La | Ba La |
|-----------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
| 原始地幔 (PM) | 14.8 | 0.94 | 9 | 77 | 0.91 | 0.117 | 0.125 | 9.6 |
| N-MORB | 30 | 1.07 | 4.3 | 60 | 0.36 | 0.071 | 0.067 | 4 |
| 陆壳 (CC) | 16.2 | 2.2 | 54 | 124 | 4.7 | 0.44 | 0.204 | 25 |
| HIMU OIB (SH32) | 4.5 | 0.69 | 5.9 | 77 | 0.38 | 0.078 | 0.112 | 8.7 |
| 本区玄武岩 | 13.44 | 1.16 | 29.36 | 91.69 | 4.14 | 0.39 | 0.14 | 9.28 |

注: 原始地幔 (PM), N-MORB、陆壳 (CC), HIMU OIB (SH32) 元素对比值据文献 [7, 18]。

性质与强不相容元素所指示的富集事件形成了明显的对照, 地幔矿物对 LREE 等元素来说均是不相容的, 因此, REE 等高场强不相容元素的富集可能由于地幔深部流体对地幔岩石的“交代作用”。上述相容元素与不相容元素指示的相反地幔性质表明, 本区中生代地幔是在亏损地幔的基础上发生一次富集事件, 地幔亏损在先, 富集事件发生在它之后。

(3) 岩浆的形成与演化: 古生代末期, 多宝山—牙克石—伊尔施陆间洋关闭, 洋壳及其所携带的深海沉积物俯冲到玄武岩源区软流圈地幔, 由于温度

的升高, 壳源物质熔融形成富 Rb、Sr 等大阳离子的钙碱性岩浆, 同时, 随着洋壳的进一步俯冲, 板块的下插作用扰动了地幔物质的平衡, 引起深部地幔富不相容元素 (REE、Nb、Ta、Zr) 的基性岩浆上升, 两种岩浆源的混合为本区火山岩的形成奠定了物质基础。而此时蒙古—鄂霍茨克残余洋的“剪刀式”关闭所形成的张性构造环境, 为玄武质岩浆沿构造裂隙上升喷溢至地表提供了有利的构造环境。玄武质岩浆在上升至地表的过程中, 它的高温使其上覆的下地壳发生部分熔融, 产生了一些壳源物质污染程度

不同的中酸性岩浆。

3.2.2 上库力组

上库力组火山岩岩石化学特征、微量元素、稀土元素和同位素特征均显示,上库力组火山岩主体物

质成分形成于壳源物质的部分熔融,但是其高的不相容元素含量暗示了幔源物质参与成岩作用。它是幔源物质沿构造裂隙上升过程中,其所携带的能量引起下地壳物质部分熔融所形成的壳幔混源火山岩。

参 考 文 献

- [1] 李相国. 内蒙古自治区岩石、地层 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996. 1~80.
- [2] 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1991. 120~200.
- [3] 罗毅, 等. 额尔古纳—满洲里地区超大型火山岩型铀矿成矿区域地质背景研究及找矿靶区优选 [R]. 北京: 核工业部北京地质研究院, 1994.
- [4] 吕志成. 内蒙古满洲里—额尔古纳地区构造—岩浆活动及成矿作用地球化学 [D]. 长春: 长春科技大学, 1999.
- [5] 鄢明才, 迟清华. 中国东部地壳与岩石的化学组成 [M]. 北京: 科学出版社, 1997. 14~45.
- [6] 罗毅, 等. 额尔古纳超大型火山热液型铀成矿带地质特征及找矿前景 [J]. 华东地质学院学报, 1997, (1): 1~10.
- [7] 林强, 葛文春, 孙德友, 等. 东北地区中生代火山岩的大地构造意义 [J]. 地质科学, 1998, (2): 129~139.
- [8] 徐公愉. 大兴安岭的大陆火山岩及其矿化作用 [J]. 中国区域地质, 1983, (6): 39~49.
- [9] 夏军, 王成善, 李秀花, 等. 海拉尔盆地及其邻区中生代火山岩的特征及其边缘陆块型火山岩的提出 [J]. 成都地质学院学报, 1993, (4): 67~79.
- [10] 蒋国源, 权恒. 大兴安岭根河、海拉尔盆地中生代火山岩 [C]. 中国地质科学院沈阳地质研究所所刊, 1988, (6): 23~100.
- [11] 邓晋福, 赵海琳, 莫宣学, 等. 大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙 [M]. 北京: 地质出版社, 1996, (4): 18~24.
- [12] 葛文春, 林强, 孙德友, 等. 大兴安岭中生代玄武岩的地球化学特征、壳幔相互作用的证据 [J]. 岩石学报, 1999, (6): 396~407.
- [13] 连长云. 大兴安岭西坡与超大型矿床有关的非线性研究 [D]. 长春: 长春科技大学, 1998.
- [14] 李锦轶. 中国东北及邻区若干地质问题的新认识 [J]. 地质论评, 1998, (4): 339~347.
- [15] Condie K C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance [J]. *Lithos*, 1989, 23: 1~18.
- [16] Condie K C. Geochemistry and tectonic setting of early Proterozoic supracrust rocks in the southwestern United States [J]. *J. Geology*, 1986, 94: 845~861.
- [17] Saunders A D, Norry M J and Tamey J. Origin of MORB and chemical depleted mantle reservoirs: trace element constrains [J]. *J. Petrol.*, 1988, Special Lithosphere Issue: 415~445.
- [18] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints [J]. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1991, 104: 3810~3970.

GEOCHEMICAL RESEARCH ON MESOZOIC VOLCANIC ROCKS IN THE MANZHOU-LI-E ' ERGUNA REGION

Lü Zhicheng^{1,2} Hao Libo² Duan Guozheng² Li Dianchao² Lian Changyun³

1. Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002;

2. Changchun University of Science and Technology, Changchun 130026;

3. China Survey of Geology, Ministry of Land and Resources, Beijing 100083)

Abstract: Based on the geological and geochemical studies of Mesozoic volcanic rocks from the Manzhouli-E'erguna region, it is suggested that the Mesozoic volcanic rocks were developed on the tectonic background of the Mongolia-Ehucike residue ocean that was closing in the scissors form, but each formation is different in tectonic character. The Tamulangou Formation was developed in the tensional background, and the Shangkuli Formation in the shear-compressional background, the Mailetu Formation in the tensional background.

Key words: geochemistry; tectonic environment; the formation and evolution of magmatic; Manzhouli-E'erguna