

华北地台北缘东段早前寒武纪 稀土元素地球化学演化特征

戴薪义 刘建民 陈洪江

(吉林省地质科学研究所)

华北地台北缘东段是华北古陆块重要组成部分,经历了长期复杂的地质发展演化过程。该区早太古宙为一套深变质的麻粒岩、片麻岩、紫苏花岗岩地体;晚太古宙以花岗岩-绿岩地体广泛发育为主要特征;晚太古一早元古宙为大陆边缘活动带,发育着优地槽绿岩地体及火山岛弧型钙碱性火山岩系。

上述三个时期的原岩建造下部为拉斑玄武岩为主的基性火山岩建造,中部为中酸性钙碱性火山岩建造,上部为火山-沉积岩建造,表现了从基性到酸性的演化趋势,具明显的旋回性。但每个建造在不同时期,或同一时期不同地区的发育程度,以及地球化学演化等方面还有各自的特点。本文仅从稀土元素地球化学来探讨本区早前寒武纪三个时期的演化特征。

一、早太古宙 变质火山岩的 SiO_2 平均含量为52.19%, TFeO 、 MgO 、 CaO 较高,与基性岩相近。岩石中随 SiO_2 含量增加,稀土丰度增高幅度较小(球粒陨石稀土量为10—23倍),表明在早太古宙本区岩浆分异不强。超镁铁质变质岩多数样品的主要岩石化学特征与玄武质科马提岩相近。岩石稀土总量为9.95—16.65ppm, $(\text{Gd/Yb})_N$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值分别为1.81、17.66、1.46,具Condie (1981)的BK₁型稀土模式。基性火山岩根据岩石化学特征可分为拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩,它们的 δEu 都在0.96—1.11之间。拉斑玄武岩稀土丰度较低,是球粒陨石的10—17倍, $(\text{Ce/Yb})_N$ 平均为1.36,呈TA₁型稀土模式(Condie, 1981)。钙碱性玄武岩稀土含量是球粒陨石的14—23倍, $(\text{Ce/Yb})_N$ 为2.35—3.88,呈TH₂型稀土模式。在空间上,前者多出现在剖面的下部,而后者仅在较高层位出现。

安山岩多出现于地体中上部层位。岩石中 $\text{K}_2\text{O}>3.00\%$ 、 Na_2O 含量在4.05%左右,稀土丰度较高, $(\text{Ce/Yb})_N$ 比值为14.06,稀土模式相当于高钾和轻稀土富集的Ⅱ型安山岩,与津巴布韦中部省绿岩带安山岩相似。

长英质火山岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3>15.90\%$,类似高铝奥长花岗岩—英云闪长岩类。稀土含量是球粒陨石23倍左右,重稀土明显亏损 $(\text{Ce/Yb})_N$ 比值为8.73)类似F₁ (DSV)型长英质火山岩的稀土分布模式。

沉积岩多具弱的铕负异常(δEu 平均为0.8), $(\text{Ce/Yb})_N$ 比值平均为13.19,轻、重稀土丰度比值大于14.43,具典型太古代沉积岩的稀土模式。

紫苏花岗岩可分为富钠和富钾两类,前者位于岩体核部, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>2$;后者出露于

岩体边部, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$ (一般为0.67—0.84)。二者呈逐渐过渡关系。富钠质紫苏花岗岩稀土含量低, 具明显的正铕异常 (δEu 为1.19—1.95); 而富钾质紫苏花岗岩具明显的负铕异常 (δEu = 0.67), 稀土含量也较高, 以上特点均相似于南挪威紫苏花岗岩类。

二、晚太古宙 本区晚太古宙绿岩地体中火山岩具双峰式组合的特点。岩石 SiO_2 、 Al_2O_3 的平均含量比早太古宙略高, MgO 、 CaO 则明显降低。 ΣREE = 105.69ppm (据9个样品平均), 略低于早太古宙。超镁铁质变质岩的主要岩石化学特征相当于橄辉岩与玄武质过渡的科马提岩。岩石稀土含量是球粒陨石的2—5倍。大多数样 (辽北石棚子组和河北八道河群底部) 具 BK_1 型稀土模式, 其 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 分别为1.71和1.73, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 为12.65和12.89, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 为2.16和1.62; 但也有少许样品的轻、重稀土分离程度较低 ($\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 分别为1.00、27.4、0.73, 具 BK_2 型稀土模式。基性火山岩构成了晚太古宙绿岩地体的主体, 稀土型式多具轻稀土较亏损的 TH_1 型特点, δEu 为0.9—0.95, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 比值0.9—2.3。长英质火山岩的稀土丰度较低, 重稀土强烈亏损, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 为8.3—13.92, 并多出现铕正异常, 具 F_1 型稀土模式, 很像高铝英云闪长岩。沉积岩的稀土含量较低 (112.1ppm), 轻、重稀土丰度比值比较低 ($\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} \approx 9 \pm$), 但 δEu 值较高 (1.07—1.25), 与后太古代 (<15 亿年) 沉积岩具明显的铕异常很不相同。晚太古宙花岗岩分为早期富钠和晚期富钾两类。前者 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 较高, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 一般为1.51—2.80 (个别可达10.44), 稀土丰度低, 通常出现铕正异常 (δEu 为2.19), 或弱的负异常, 重稀土强烈亏损, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ = 4.86—10.2; 后者 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为0.79—1.43, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7.9\%$, 稀土丰度较高, δEu 为0.66—0.77, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 为5.44—6.04, 重稀土为中等程度亏损。可分别与德兰士瓦钠质花岗岩和二长花岗岩—花岗岩类对比。

三、晚太古—早元古宙 由于构造环境不同, 优地向斜地体具典型绿岩带三位一体岩石组合, 火山岛弧带广泛发育着钙碱性火山岩系。优地向斜地体火山岩 SiO_2 (53.22%)、 Al_2O_3 (12.31%)、 ΣREE (93.21ppm) 的平均含量均低于岛弧带钙碱性火山岩系的 SiO_2 (59.27%)、 Al_2O_3 (14.36%)、 ΣREE (111.18ppm) 的平均含量, 但 TFeO 、 EgO 、 CaO 含量则反之。

超镁铁质岩及拉斑玄武岩多出现于优地向斜地体的下部, 其稀土丰度是球粒陨石的3—8倍, δEu 为0.9—1.02, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 为0.99—1.34, 稀土模式分别相当于 BK_1 型和 TH_1 型。钙碱性玄武岩主要出现在岛弧带及优地向斜地体的中上部层位, 稀土含量 (是球粒陨石的15—18倍) 和轻、重稀土分离程度 [$(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 为2.02—3.53] 均较高, δEu 值为0.96—1.09, 具 TH_2 型稀土模式。出现在不同构造环境下的长英质火山岩, 都有着相似的稀土丰度和轻、重稀土分离程度 [$(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 值为6.49—10.56], 铕都表现为较明显负异常 (δEu : 0.75—0.85), 稀土配分型式都相似于现代长英质火山岩的 F_2 型。而沉积岩的铕负异常 (δEu : 0.64—0.70) 更为明显, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} \approx 7.38—9$, 正好介于太古代 (>26 亿年) 和后太古代 (15 亿年左右) 沉积岩稀土丰度和比值之间, 稀土分布模式与西澳下元古休伦超群沉积岩相似。

另外在岛弧带钙碱性火山岩系中还出现一些安山岩, 它们的 K_2O = 1.6—2.35%, Na_2O = 1.6—3%, 稀土丰度较高, 为球粒陨石的40倍左右, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 比值为7.5—15.0, 铕具弱的负异常 (δEu 为0.87—0.94), 稀土模式与 I 型安山岩相似。

晚太古一早元古宙花岗岩也可分早期钠质和晚期钾质两类。它们的轻稀土相对于重稀土都是富集的,但在稀土丰度、铕异常及重稀土亏损程度上有显著差别。钠质花岗岩的稀土含量较低($\Sigma\text{REE} 59.48-115.37\text{ppm}$)、 δEu 为 1.68—2.21, $(\text{Ce/Yb})_N$ 比值为 6.28—27.81;钾质花岗岩稀土含量较高($\Sigma\text{REE} 154.26-210.26\text{ppm}$), δEu 为 0.53—0.85。轻、重稀土分离程度却较低。

四、结论与讨论 1. 基于上述三个时期所出现的 BK_1 型(或 BK_2 型)、 TH_1 型(或 TH_2 型)和 F_1 型(或 F_2 型)稀土模式,有的时期还出现了Ⅱ型安山岩的稀土模式,这反映了每个时期都可独立构成一个较大的火山喷发-沉积旋回;同时也表明在每个时期演化中至少有三种岩浆源:超镁铁质、镁铁质和安山质(或英云闪长岩—奥长花岗岩)岩浆源。各种岩浆源的相对重要性随时间和地区不同而变化,从而决定了不同时期,或同一时期不同地区在火山活动、沉积作用、地球化学等方面的明显差异。2. 根据 K.C. Condie 等人的观点, BK_1 和 TH_1 两类型可能是由于上地幔中无亏损的超镁铁质岩部分熔融造成; TH_2 形成于榴辉岩、石榴角闪岩或角闪岩的部分熔融;而Ⅱ型安山岩和 F_1 长英质安山岩是由榴辉岩、石榴角闪岩或角闪岩小规模熔融产生的;而大部分花岗岩和 F_2 长英质火山岩则由安山质麻粒岩和奥长花岗岩—英云闪长岩与角闪岩的双峰组合小规模部分熔融形成的。由此,本区早太古宙首先由无亏损的超镁铁质岩在上地幔中经不同程度熔融形成了 BK_1 及 TH_1 岩浆,并喷地表,形成超镁铁质熔岩和拉斑玄武岩,后经埋深作用,其变质产物又经不同程度的熔融形成钙碱性玄武岩、长英质火山岩。考虑本区斜长角闪岩、暗色麻粒岩中都含一定数量的石榴石,因此安山岩则由上述 TH_1 岩浆中石榴石或角闪石结晶分离后再形成。晚太古宙时,上地幔中大量无亏损的超镁铁质岩经部分熔融分别形成了 BK_1 、 TH_1 岩浆,另有少许亏损的超镁铁质岩部分熔融形成 BK_2 岩浆,在地表形成巨厚的镁铁熔岩堆积,其底部变质形成角闪岩,后又经部分熔融形成长英质岩浆,并穿过早期镁铁质地壳上升形成双峰式组合。晚太古一早元古宙时,上地幔中大量无亏损的超镁铁质岩经部分熔融分别形成 BK_1 、 TH_1 岩浆,沿洋脊裂开上升到地表,形成巨厚的镁铁质洋壳,随着洋壳向大陆俯冲,部分镁铁质堆积体在陆壳下,因温度升高发生部分熔融形成了大量安山质、长英质岩浆,并多次喷出地表,即表现出类似于由板块构造机理造成岩浆活动的特点。3. 在每个时期的晚期阶段,先后发育富钠、富钾花岗岩。它们在稀土特征上表现为互补关系,反映了两者在成因上的相关性,即都是由同一种母岩浆在结晶分离过程中先后形成。根据轻、重稀土分离程度、铕的丰度及铈同位素比值等特点,判明母岩浆是由下部地壳部分熔融形成。因而不同期,或同一时期不同地区相应花岗岩类在稀土特征上的差别,也反映地壳组成的不均一性。4. 沉积岩的成分是受沉积来源物质决定的,不同时期、不同地区沉积岩中铕的丰度变化,是与地壳成分有关。晚太古一早元古宙沉积岩具介于太古代与后太古代沉积岩之间的稀土特征,同时还发育了与现代长英质火山岩稀土模式相似的 F_2 型。这不仅表明本区在晚太古宙晚期可能已开始出现了板块构造活动;同时也可利用沉积岩的稀土元素丰度和比值来区分太古宙与元古宙地体。5. 本区早前寒武纪三个时期稀土元素演化特征基本一致,这是由于地球形成早期、地壳较薄、海陆分异不十分明显,使火山活动在总体性质上差异不大。