

华北板块北缘东段早前寒武纪 稀土元素演化特征

戴薪义 刘建民 陈洪江

(吉林省地质科学研究所)

关键词: 早前寒武纪; 稀土元素; 演化特征; 早太古宙。

提 要: 通过对区内早太古宙深变质地体、晚太古宙花岗岩—绿岩地体、晚太古—早元古宙优地槽和火山岛弧各类变质岩稀土元素的研究, 三个时期的稀土元素具大致相似的演化特征, 不同时期相同的岩石类型的稀土配分型式也大致相似, 反映了它们有着相同源岩。但是, 它们又在稀土丰度、 E_u 异常和轻、重稀土分离程度方面表现出某些差异, 表明本区在早前寒武纪的不同时期、不同构造环境中地壳成分的不均一性。不同岩石类型稀土配分的多样性, 说明岩浆源不同, 至少有超镁铁质、镁铁质和安山质或英云闪长岩—奥长花岗岩三种岩浆源。

一、地质概况

华北板块北缘东段是华北古陆块重要组成部分。早太古宙为一套深变质的麻粒岩、片麻岩、紫苏花岗岩地体, 晚太古宙为花岗岩—绿岩地体, 晚太古—早元古宙为太平洋型大陆边

缘,发育了优地斜绿岩地体和火山岛孤带钙碱性火山岩系^{〔1〕〔2〕〔3〕}。

早太古宙地体零星分布在吉林桦甸、辽宁清原、新宾、凌源、河北平泉、承德、张家口等地。地体呈不规则的卵形,在辽北清原等地具有穹窿状构造,其核部多由麻粒岩或紫苏花岗岩构成。

晚太古宙吉南—辽北花岗岩—绿岩带主要由龙岗群和鞍山群石棚子组构成,呈近东西向展布于靖宇至抚顺间;辽西—冀西北花岗岩—绿岩带分布于阜新、建平、平泉及宣化等地,包括建平群小塔子沟组和冀西北的谷咀子组二段。各绿岩地体呈狭长带状,出露于混合花岗岩中。

晚太古—早元古宙地体位于太古宙古陆北缘,呈近东西向线性展布。优地斜地体包括三道沟群(吉林)、建平群大营子组(辽西)及三合明群(内蒙古)。火山岛孤带主要分布在辽北清原(红透山组)及冀北(单塔子群)、冀西北(红旗营子群)等地。

通过对各类变质岩的原岩恢复,可以看出在上述三个时期的火山喷发、沉积作用、岩浆活动,以及地球化学特征等方面均存在着明显的差异,但从原岩组合来看,每个时期却都表现出下部为以拉斑玄武岩为主的基性火山岩建造,中部为钙碱性火山岩建造,上部为火山—沉积岩建造,具明显的旋回性演化趋势。

本文仅从稀土元素演化特征来探讨本区与早前寒武系有关的问题。

二、稀土元素地球化学特征

近几年来,我们采集了区内早前寒武纪不同层69个稀土样品。中国地质科学院岩矿测试技术研究所、湖北省地矿局实验室承担了分析测试工作。另外又收集到29个分析资料^{〔4〕〔5〕}。

计算球粒陨石标准化数值采用L. A. Haskin(1966)等人的球粒陨石平均值。

各类岩石的化学成分及稀土元素丰度见表1。

早太古宙

本区早太古宙火山岩的SiO₂平均含量(据97个样品平均值)为52.19%,与基性岩相近,稀土元素平均含量(据17个样品平均值) $\Sigma\text{REE} = 119.65\text{ppm}$ 。各类岩石随SiO₂含量的增加,稀土元素丰度虽有增高的趋势,但变化幅度一般均较小。反映了本区早太古宙岩浆分异作用不明显。

超镁铁质岩主要出露于麻粒岩地体的底部层位,多呈似层状、透镜状产出,目前已多变为暗色麻粒岩。吉林桦甸老金厂和冀西北宣化大白杨出露的超镁铁质岩的主要岩石化学特征可与玄武质科马提岩相对比,MgO含量一般为11.58—15.50%,稀土元素含量为9.95—16.65%, δEu 值0.73—0.99,铕呈弱负异常,CaO/Al₂O₃ 1.01—2.63,Al₂O₃/TiO₂值为4.08—8.68,(Gd/Yb)_N比值为2.18—2.31,具轻稀土略有富集的稀土配分型式(图1—0)。

基性火山岩可分为拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩两类,并以前者为主。拉斑玄武岩主要出现在地体的下部层位,有时与超镁铁质岩逐渐过渡(冀西北宣化大白杨),钙碱性玄武岩多出露于地体上部,常与长英质火山岩伴生。虽然它们的 δEu 值都在0.99—1.11之间,铕无异常或具弱正异常,但是拉斑玄武岩的稀土含量是球粒陨石的10—17倍,(Ce/Yb)_N平均为1.36,稀土配分曲线多呈平坦型(图1—1、2)。而钙碱性玄武岩的稀土含量较高,是球粒陨石稀土含量的14—23倍,(Ce/Yb)_N为2.35—3.88,具轻稀土较富集的配分型式(图1—3、4)。

表 1 各类岩石的化学成分及稀土元素丰度
Table 1 Chemical compositions and REE abundances of rocks

	SiO ₂ (Wt. %)	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ce (ppm)	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	δEu
0	48.21	1.20	4.89	12.91	15.50	12.87	1.04	0.32	0.02	6.38	6.66	1.71	0.36	1.56	1.12	0.66	0.45	0.73
1	41.69	1.88	13.60	13.97	6.32	8.24	2.63	1.40	0.20	31.36	19.72	4.73	1.64	5.82	5.72	2.88	2.83	1.06
2	49.80	1.20	13.18	13.45	6.70	10.18	2.10	1.08	0.14	15.00	9.51	2.96	1.00	3.70	4.56	2.68	2.63	1.11
3	54.86	0.54	15.50	8.07	5.10	6.96	3.70	2.52	0.28	49.79	26.11	4.83	1.35	4.05	2.77	1.68	1.32	1.00
4	52.25	0.56	10.95	11.80	9.15	8.77	1.80	0.40	0.32	25.50	13.60	3.55	1.13	3.76	4.32	2.52	2.49	1.04
5	60.29	0.50	15.90	5.99	2.70	5.30	4.05	3.10	0.29	79.10	35.40	6.21	1.48	4.22	2.92	1.49	1.34	0.96
6	67.24	0.29	15.14	3.79	1.59	3.13	4.08	3.75	0.17	50.60	22.30	4.49	1.04	3.46	2.83	1.51	1.38	0.85
7	68.77	0.32	15.02	2.73	0.84	2.49	4.07	4.20	0.14	72.00	26.80	4.88	1.03	3.44	2.75	1.43	1.30	0.80
8	67.42	0.45	17.80	2.75	1.36	1.15	5.04	1.75	0.07	28.93	13.22	2.94	1.33	1.28			0.73	0.98
9	70.60	0.50	14.20	2.28	0.87	2.47	2.98	4.45	0.11	60.00	24.81	5.98	1.10	4.48			2.95	
10	48.88	0.11	2.44	9.18	24.75	4.77	0.05	0.11	0.06	6.04	4.71	1.05	0.26	1.14	0.90	0.57	0.44	
11	52.81	1.83	12.20	15.92	3.40	7.09	2.65	1.13	0.24	33.48	21.71	6.11	1.96	7.53	7.47	3.94	3.98	0.97
12	49.07	0.65	11.46	10.89	13.00	8.94	2.14	1.70	0.25	23.38	14.51	3.34	0.99	3.66	3.07	1.86	1.69	0.95
13	68.13	0.26	15.31	2.67	1.47	3.24	4.13	3.17	0.16	34.58	15.50	1.65	0.56	1.25			0.38	0.93
14	63.96	2.33	16.67	4.27	1.79	4.14	0.40	0.18	0.08	42.41	23.34	4.52	1.37	3.89	3.05	1.83	1.60	1.07
15	69.90	0.52	15.09	3.27	0.83	3.30	5.06	0.65	0.12	13.57	7.48	1.48	0.54	1.37			0.32	1.15
16	65.92	0.39	11.85	5.27	1.55	2.68	4.14	4.45	0.14	57.75	32.50	8.02	1.62	2.93			2.17	0.85
17	56.51	0.13	2.34	6.83	26.61	2.28	0.26	0.16	0.02	6.54	4.16	0.64	0.20	0.68	0.47	0.49	0.27	1.02
18	47.62	0.32	10.72	10.65	15.29	9.37	1.30	1.06	0.02	8.05	5.39	1.28	0.38	2.02	2.16	1.31	1.43	0.80
19	50.42	0.92	13.86	12.69	6.33	9.19	3.00	1.22	0.10	25.00	14.00	3.58	1.14	3.73	4.10	2.42	2.33	0.97
20	65.88	0.50	15.83	3.47	1.50	3.01	3.88	3.37	0.09	49.36	20.45	3.56	0.94	2.80	2.25	1.42	1.11	0.96
21	55.57	0.47	14.35	6.27	3.28	4.76	2.70	3.38	0.20	65.76	35.48	6.76	1.19	5.40	4.64	3.34	2.43	0.64
22	70.55	0.16	14.85	2.57	0.92	1.54	3.38	4.48	0.14	52.76	16.57	2.35	1.37	1.66	1.10	0.85	0.45	2.21
23	62.18	0.60	15.37	5.86	2.83	3.12	3.05	3.90	0.30	89.77	42.34	6.86	1.39	4.63	3.33	2.70	1.41	0.77
24	49.86	0.54	16.19	10.45	7.87	10.34	2.57	0.52	0.06	6.39	5.24	1.55	0.57	2.55	2.11	1.79	1.95	0.97
25	48.44	0.85	13.09	12.75	7.94	11.09	2.40	1.08	0.09	31.10	16.50	3.71	1.19	3.36	3.83	2.11	2.10	0.97
26	58.89	0.64	16.73	5.70	3.03	5.70	3.85	2.35	0.32	91.80	37.70	6.75	1.55	4.82	3.55	1.86	1.64	0.87
27	72.18	0.23	13.17	2.95	0.33	1.87	3.30	2.85	0.10	52.30	20.40	3.91	0.79	2.93	2.72	1.43	1.31	0.76
28	69.35	0.22	13.54	5.63	2.06	2.35	3.82	1.59	0.03	59.78	31.08	7.37	1.61	8.03	8.55	5.75	5.72	0.66

0—9为早太古宙样品；10—16为晚太古宙样品；17—23为晚太古—早元古宙优地斜样品；24—28为晚太古—早元古宙火山岛弧带样品。

其中：0、10、17为超镁铁质岩；1、2、11、12、18、24为拉斑玄武岩；3、4、19、25为钙碱性玄武岩；5、26为安山岩；6、13、20、27为长英质火山岩；7、14、21、28为沉积岩；8、9为紫苏花岗岩。15、22为钠质花岗岩；16、23为钾质花岗岩。

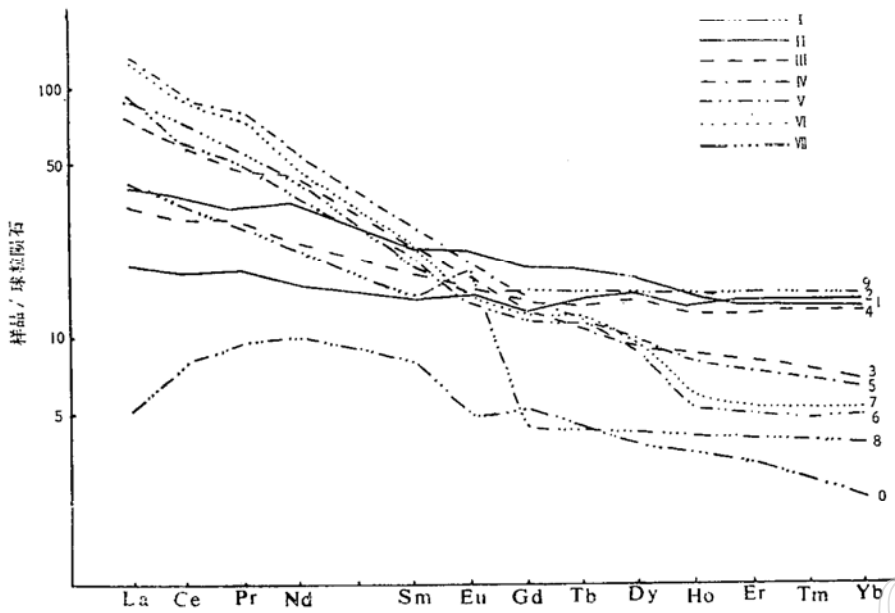


图 1 早太古宙岩石稀土配分型式图

Fig.1 The chondrite-normalized REE pattern of the early Archaean rocks

I—超镁铁质岩；II—拉斑玄武岩；III—钙碱性玄武岩；IV—安山岩；
V—长英质火山岩；VI—沉积岩；VII—花岗岩

K. C. Condie(1981)将太古代绿岩带基性火山岩分为 TH_1 (平坦型)和 TH_2 (轻稀土较富集型)两类^[6], 并分别与深海拉斑玄武岩和岛弧钙碱性玄武岩对比。本区早太古宙基性火山岩的稀土型式既有 TH_1 型, 也有 TH_2 型。

安山岩多出现在地体的中上部层位, 数量较少。采自冀西北张全庄一带未遭混合岩化作用的角闪斜长片麻岩(图1—5), δEu 值为 0.92, 基本上无铕异常, $(Ce/Yb)_N$ 为 14.06, 具 K. C. Condie (1981)^[6] 所划分的富钾和轻稀土富集的 II 型安山岩的稀土配分型式, 可与津巴布韦中部省绿岩带的安山岩对比。

长英质火山岩主要为英安岩及凝灰岩。在冀西北大白杨、张全庄等地, 目前已变质为浅色麻粒岩、黑云斜长片麻岩。 Al_2O_3 含量在 15.90% 左右, 类似高铝奥长花岗岩—英云闪长岩类。它们的稀土含量较低, 是球粒陨石稀土量的 23 倍左右, $(Ce/Yb)_N$ 为 8.73, 其稀土配分型式为重稀土明显亏损和铕呈弱负异常的曲线(图1—6)。

辽北清原天桥岭一线金厂一带分布的浅色麻粒岩, 其原岩多为正常沉积岩类。岩石稀土含量较高, 是球粒陨石稀土含量的 30 倍, δEu 值为 0.80, $(Ce/Yb)_N$ 为 13.19, 轻、重稀土元素丰度比值高达 14.87, 与国外太古代沉积岩的稀土特征可对比(图1—7)。

紫苏花岗岩主要出露于吉林桦甸老牛沟—扳庙子, 辽北清原线金厂等地, 并常与麻粒岩地体呈逐渐过渡。紫苏花岗岩岩体核部相对富钠而贫钾, 而岩体边缘相对富钾。二者的 Na_2O/K_2O 的平均值分别为 2.88 和 0.67。图 1 中的曲线 8 和 9 分别为线金厂紫苏花岗岩岩体中心相和边部相的样品, 前者(即富钠的)稀土含量较低, 其中铕具正异常, 重稀土强烈亏损; 而后者(富钾的)稀土含量较高, 具明显的铕负异常。上述特征均可与南挪威紫苏花岗岩对比^[7]。

晚太古宙

晚太古宙绿岩地体中的各类火山岩呈双峰式组合产出。

其中超镁铁质岩多已变为阳起石岩、角闪石岩、滑石片岩等。据辽北石棚子组、冀西北谷咀子组二段的超镁铁质岩石的分析资料，它们的主要岩石化学特征相当于科马提岩。同时Cr、Ni含量高，稀土含量（是球粒陨石稀土含量的2—5倍）较低， $(Gd/Yb)_N$ 分别为1.71和1.73， Al_2O_3/TiO_2 比值为12.65和12.89， CaO/Al_2O_3 为2.16和1.62，具平坦型或轻稀土略富集的稀土配分型式（图2—10）。

基性火山岩构成了晚太古宙绿岩地体的主体。变质产物为斜长角闪岩、角闪变粒岩，岩石化学特征大多相当于拉斑玄武岩。图2中的11和12分别为吉林龙岗群和辽北石棚子组拉斑

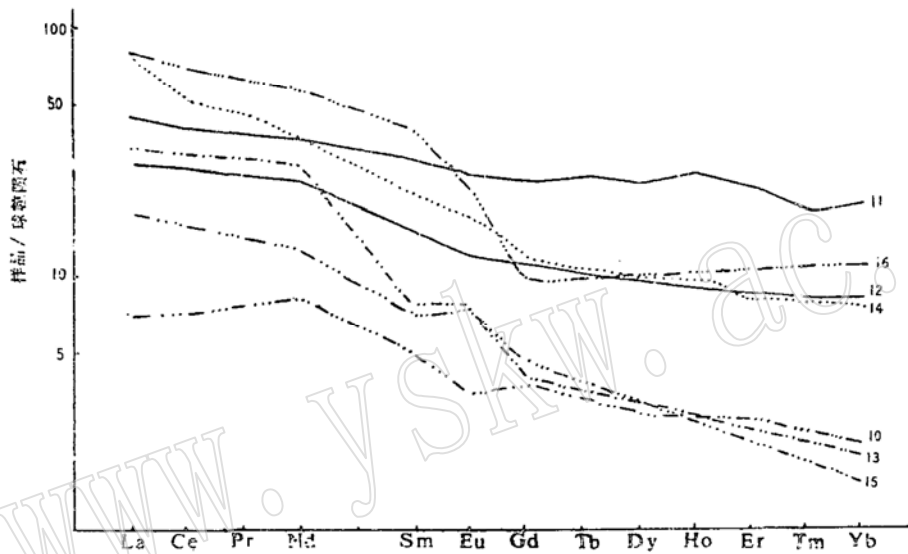


图2 晚太古宙岩石稀土配分型式图
(图例说明同图1)

Fig.2 The chondrite-normalized REE pattern of the late Archaean rocks

玄武岩样品，它们的稀土含量是球粒陨石稀土含量的13—20倍， δEu 值为0.95—0.97， $(Ce/Yb)_N$ 值为0.9—2.1，具平坦型或轻稀土略富集的稀土配分型式。

长英质火山岩多出现于绿岩地体的中上部层位，现已变为黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩及浅粒岩等。这类岩石的稀土含量较低，重稀土强烈亏损（ $(Ce/Yb)_N$ 值8.3—13.92），钕多为较明显的负异常，稀土配分型式很象高铝英云闪长岩（图2—13）。

位于绿岩地体顶部层位的沉积岩现已变质成黑云斜长片麻岩、浅粒岩，出露于吉林龙岗群四道砬子河组的这类岩石（图2—14），稀土含量较低，轻、重稀土元素丰度比值高达9，钕为无异常。与早元古宙以后的沉积岩具明显的钕负异常，以及较低的轻、重稀土元素丰度比值很不一致。

晚太古宙花岗岩分布广泛，与绿岩地体构成了花岗岩—绿岩带。它们侵入、或混合交代绿岩地体，使之呈大小不等残留体分布于其中。根据穿插、交代关系及岩石化学特征，可分为早期钠质和晚期钾质两类花岗岩。清原等地的钠质花岗岩 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 含量较高， Na_2O/K_2O 一般为1.51—2.80，个别可达10.44，相当于英云闪长岩—花岗闪长岩类。而该地

区的钾质花岗岩, Na_2O/K_2O 一般为 0.79—1.43, $Na_2O + K_2O > 7.9\%$, 相当于二长花岗岩—花岗岩类。

这两类花岗岩的轻稀土相对重稀土都是富集的, 但在稀土丰度, 铕异常及重稀土亏损等特征上, 又很不相同。清原钠质花岗岩(图 2—15)稀土含量较低, 铕通常为正常, 重稀土强烈亏损($(Ce/Yb)_N$ 为 10.2); 该地区的钾质花岗岩(图 2—16)具较高的稀土含量, δEu 值 0.85, $(Ce/Yb)_N$ 值为 5.44, 即表现为具铕负异常和重稀土中等程度亏损的特点。

晚太古—早元古宙

1. 优地斜

本区优地斜发育了类似绿岩带的岩石组合。

超镁铁质岩多为角闪石岩, 透辉石岩、阳起石岩、滑石片岩。岩石中 MgO 含量一般为 12.53—20.39%, 个别可达 32.98%, CaO/Al_2O_3 0.93—1.28, Al_2O_3/TiO_2 8.1—12.04, 与科马提岩相似。同时, 岩石的稀土含量很低 (ΣREE 8.43—17.42ppm), δEu 值为 0.97—1.02, $(Gd/Yb)_N$ 为 1.69—1.74, 具重稀土较亏损, 铕无异常的稀土配分型式(图 3—17)。吉林和龙地区鸡南组中的超镁铁质岩, δEu 值为 0.27, $(Gd/Yb)_N$ 为 6.14, 岩石已强烈蛇纹石化、滑石化。这种重稀土强烈分馏和铕明显亏损, 是与岩石后期遭受强烈的蚀变作用有关。

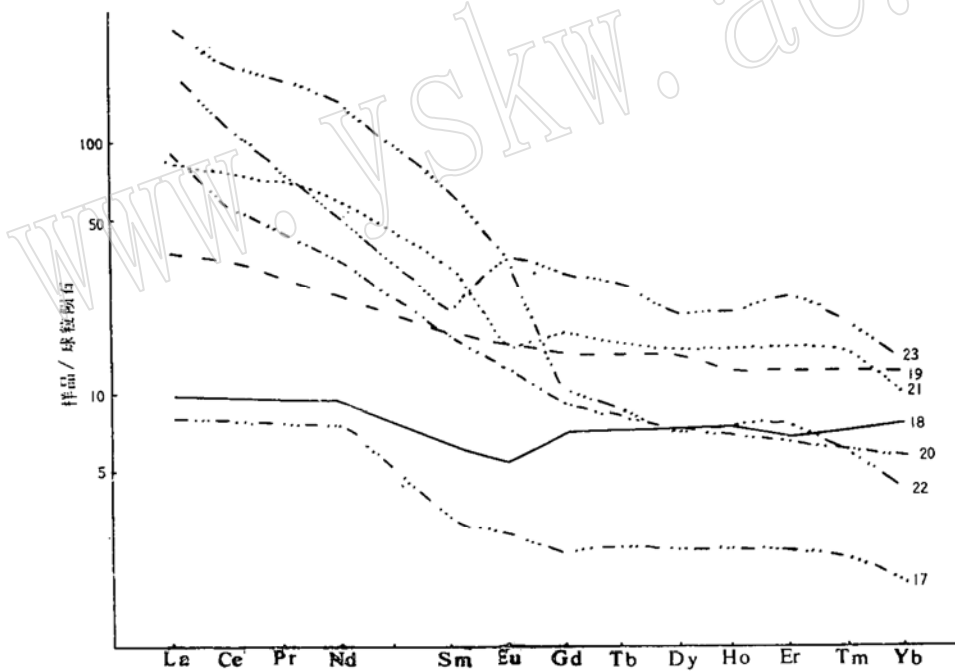


图 3 优地斜地体岩石稀土配分型式图 (图例说明同图 1)

Fig. 3 The chondrite-normalized REE pattern of the eugeosynclinal rocks

优地斜地体中的基性火山岩以拉斑玄武岩为主, 它们的稀土含量和轻、重稀土分离程度都较低, 铕为无异常或呈弱负异常。据吉林三道沟群的样品(图 3—18), 稀土含量仅是球粒陨石稀土含量的 5 倍, $(Ce/Yb)_N$ 为 0.99, 具弱的铕负异常, 以及平坦型的稀土配分曲线。辽西大营子组钙碱性玄武岩(图 3—19)中稀土含量较高, 是球粒陨石的 15 倍, 且具轻稀土略富集的稀土配分型式。

长英质火山岩在地体的中上部层位产出，并与钙碱性玄武岩及少量沉积岩呈互层状。吉林三道沟群中的变质英安岩(即黑云变粒岩)， Al_2O_3 含量高达15.83%，稀土元素含量是球粒陨石稀土量的22倍，铕为弱的负异常(δEu 值0.85)，轻、重稀土分离程度较高($(Ce/Yb)_N$ 为10.59)。

三道沟群和建平群大营子组中的沉积岩，稀土元素含量、铕的丰度(δEu 值0.64—0.85)、以及轻、重稀土元素丰度比值(8.11—9.09)均较低，稀土配分型式(图3—21)与加拿大早元古休伦群相似。

2. 火山岛弧带

火山岛弧带地体以钙碱性火山岩系广泛发育为特征。各类岩石通常以韵律或多旋回形式出现。

岛弧地体中的基性火山岩主要属于钙碱系列，稀土含量一般是球粒陨石的13—15倍， δEu 值为0.97—1.03，铕多为无异常， $(Ce/Yb)_N$ 为2.55—3.53，具轻稀土较富集的稀土配分型式(图4—25)。冀西北红旗营子群一些钙碱性玄武岩的稀土元素含量均略高于辽北红透山地区钙碱性玄武岩样品的稀土含量，这可能与红旗营子群样品中 SiO_2 、 K_2O 含量相对偏高有关。红透山组下部出露的一些基性火山岩，稀土元素含量较低(是球粒陨石稀土含量的6倍左右)， $(Ce/Yb)_N$ 为0.78，具平坦型或轻稀土略亏损的稀土配分型式(图4—24)，亦为拉斑玄武岩。

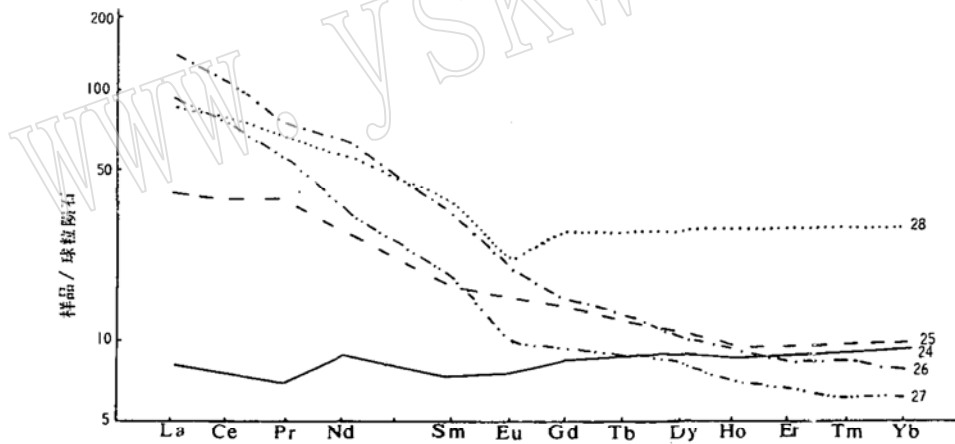


图4 火山岛弧带岩石稀土配分型式图(图例说明同图1)

Fig. 4 The chondrite-normalized REE pattern of the rocks in volcanic island arc

安山岩已变质为角闪斜长片麻岩。 K_2O 2.6—3.35%， Na_2O 1.71—3.0%， $(Ce/Yb)_N$ 平均为9.1， δEu 值为0.87—0.94，稀土配分型式具富钾和轻稀土富集的特点(图4—26)。

长英质火山岩(包括英安岩、流纹岩)与钙碱性玄武岩、安山岩、以及少量正常沉积岩组成薄互层带。稀土含量是球粒陨石稀土含量的23倍左右， δEu 值为0.75—0.77， $(Ce/Yb)_N$ 为6.49，具明显的铕负异常，重稀土轻度亏损，其稀土特征与现代长英质火山岩相似(图4—27)。

沉积岩的稀土含量较低，为125.57ppm左右， δEu 值0.66—0.85，轻、重稀土元素丰度比值为7.38—9，与优地斜地体中的沉积岩具相似的稀土配分型式(图4—28)。

晚太古一早元古宙花岗岩类, 相当于以往所称的混合花岗岩。按其岩石化学特征及产状也可分为早期钠质和晚期钾质两类花岗岩。它们在稀土特征上也有较大的差异。据吉林桦甸地区样品的分析资料, 钠质(混合)花岗岩的稀土含量一般较低, 为 59.48—115.37ppm, δEu 值为 1.68—2.21, $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$ 为 6.21—27.81, 铕无明显的异常, 轻、重稀土分离程度也较高(图 3—22), 而钾质(混合)花岗岩(即扳庙子黑云母混合花岗岩)稀土含量为 187.51ppm, 铕出现较明显的正异常(δEu 值为 0.58), 轻、重稀土分离程度也较低(图 3—23)。

三、几点认识

1. 本区早前寒武纪出现的超镁铁质岩和拉斑玄武岩, 在空间上紧密伴生, 在岩石化学演化上密切相关, 其稀土含量都很低, 铕大多为无异常或部分具弱负异常, 均呈平坦型或重稀土轻度亏损的稀土配分型式。上述特征都反映了两者源岩的一致性, 即均由超镁铁质源岩在上地幔不同深度, 经部分熔融或分离结晶形成。K. C. Condie (1981) 认为拉斑玄武岩中出现铕的弱负异常, 是因其母岩浆在浅部分离结晶出橄榄石、辉石、斜长石, 使稀土含量发生变化的结果。因此可以认为, 在上地幔中超镁铁质源岩先经过不同程度的熔融, 分别形成了铕无亏损的超镁铁质岩浆和拉斑玄武质岩浆。这样岩浆在上升过程中, 部分超镁铁质岩浆在地幔浅处发生分离结晶, 并形成了本区铕具轻度亏损的拉斑玄武质岩浆。

此外, 部分超镁铁质岩和拉斑玄武岩样品中所出现的重稀土亏损现象, 可能与这些岩石有较高的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值有关(Nesbitt 和 Sun 1976)。岩石中高 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值的出现是由于后期遭受交代作用或变质作用时 Al 丢失(或 Ca 获得)的结果。后期强烈的蚀变作用, 还可使某些稀土元素发生活化, 个别超镁铁质岩(如图 1—0) La、Ce 出现明显偏低和铕的负异常, 则很可能是这种作用的结果。目前这些岩石已变为阳起石岩、滑石片岩。

2. 在早太古宙及晚太古一早元古宙优地斜地体中出露的钙碱性玄武岩中铕均无异常, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值较低(<0.7048), 其源岩也可能来自上地幔。晚太古一早元古宙火山岛弧地体中出现的钙碱性玄武岩, 铕虽无明显负异常, 但其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值较高(>0.7059), 并多与安山岩、长英质火山岩及沉积岩构成明显的薄互层带, 因此这些钙碱性玄武岩的成因可能为早先形成的镁铁质岩在深部经部分熔融的产物。

3. 安山岩和长英质火山岩虽与基性火山岩在地体中经常伴生, 在绿岩地体中可呈双峰式组合, 但由于它们在重稀土含量和轻、重稀土分离程度, 以及铕异常等方面存在着明显差异, 因此它们不可能同源。安山岩、长英质火山岩的稀土特征及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值、重稀土明显亏损和铕的负异常, 反映了它们的形成可能是地壳深部镁铁质源岩经部分熔融和分离结晶作用的结果。

4. 在每个时期的晚期阶段, 都发育了富钠, 富钾(紫苏)花岗岩。它们在稀土特征上呈明显的互补关系, 说明两者在成因上具相关性。即都是由同一种母岩浆在结晶分离过程中形成的。根据它们的轻、重稀土分离型式、铕的丰度、以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值稍高等特点, 推断母岩浆来源于深部地壳的部分熔融。不同时期、或同一时期不同地区相应花岗岩类在稀土特征上的差异, 反映了地壳成分的不均一性。

5. 沉积岩的成分是由沉积物质决定的, 本区早太古宙和晚太古宙沉积岩的稀土含量略

低,而 δEu 值和轻、重稀土含量比值较高;晚太古一早元古宙沉积岩的轻、重稀土含量比值和 δEu 值都较低。这不仅反映早前寒武纪不同时期地壳成分已有一定的差异,同时也符合从太古宙向元古宙沉积岩稀土元素演化的总趋势。

6.基于上述认识,在本区早前寒武纪每个时期火山喷发及岩浆活动的演化过程中,都至少要有三种源岩:超镁铁质的、镁铁质的和安山质(或英云闪长岩—奥长花岗岩)岩浆源。

参 考 文 献

- [1] 陈洪江、戴薪义、刘建民, 1985, 华北地台北缘东段早太古宙高级区地质特征的研究,《吉林地质》,第3期。
- [2] 刘建民、戴薪义、陈洪江, 1986, 华北地台北缘东段晚太古宙花岗岩—绿岩带地质特征的研究,《吉林地质》,第1期。
- [3] 戴薪义、刘建民、陈洪江, 1986, 华北板块北缘东段晚太古—早元古宙地质特征,《吉林地质》,第3期。
- [4] 翟明国、杨瑞英、卢文江、邵静波, 1984, 清原太古代花岗岩—绿岩地体的常量和微量元素地球化学证据,《地质论评》,第36卷,第6期。
- [5] 陈路、刘连登, 1982, 中国红透山太古宙块状硫化物矿床集中区地质,《长春地质学院学报》增刊。
- [6] K.C.Condie, 1981, Archean Greenstone Belts, p275—297.
- [7] 翟明国、王凯怡, 1984, 清原太古代花岗岩—绿岩区花岗岩的稀土地球化学,《岩石矿物及测试》,第3卷,第1期。

The Evolutionary Characteristics of Rare Earth Elements of the Early Pre-Cambrian in the East Section of the North Margin of the North China Platform

Dai Xinyi Liu Jianmin Chen Hongjiang

(Jilin Provincial Institute of Geology)

Key words: Early Pre-Cambrian; rare earth elements; the evolutionary characteristics; the early Archaean

Abstract

Through the study of the rare earth elements in the high metamorphosed massif of the early Archaean, the granite-greenstone massif of the late Archaean and various metamorphic rocks in the eugeosyncline and volcano-island arc of the late Archaean-early Proterozoic in the east section of the north margin of the North China Platform, the authors conclude that the rare-earth elements in the above three geological periods possess approximately similar evolutionary characteristics and that the partition patterns of the rare-earth elements in similar rock types in different geological periods are about the same, indicating

that they were derived from the same source rocks (genesis). However, there are some differences in abundance, Eu-anomaly and degree of fractionation of light and heavy rare earth elements, indicating the heterogeneity of the crustal composition in different geological periods and structural environments in the early Pre-cambrian in the area. The variety of the partition pattern of the rare earth elements in different rock types suggests that there are at least three different magmatic sources, namely, the ultramafic, mafic and the andesitic or the tonalitic-trondhjemitic magmatic sources.