

# 华北地台部分麻粒岩包体及包体的地球化学特征对比

黄小龙<sup>1</sup> 徐义刚<sup>1</sup> 储雪蕾<sup>2</sup> 张鸿祥<sup>2</sup> 刘丛强<sup>3</sup>

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 3. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002)

**摘 要:** 华北地台麻粒岩包体(汉诺坝)与麻粒岩地体(西望山, 蔓菁沟)存在明显的岩石地球化学特征差异, 麻粒岩包体总体成分偏基性, 麻粒岩地体总体成分偏长英质, 形成时间、空间及构造背景的不同是造成成分差异的重要因素。汉诺坝麻粒岩包体是在拉张环境下玄武质岩浆底侵下地壳后结晶分异过程中堆晶作用的结果, 其主、微量元素成分受控于辉石和斜长石堆晶的相对比例; 下地壳物质的混染作用不是造成麻粒岩包体 Nb、Ta、Th、U 亏损的惟一因素, 底侵的玄武质岩浆可能发生了含钛矿物相的结晶分离, 造成了汉诺坝麻粒岩包体 Nb、Ta 亏损, 而下地壳的麻粒岩相变质作用则使 Th、U 发生亏损。麻粒岩地体存在两种不同性质的微量元素组成, 反映了两种不同构造环境的并置, 是构造挤压抬升的结果

**关键词:** 麻粒岩包体; 麻粒岩地体; 堆晶; 汉诺坝

**中图分类号:** P588.125; P584 **文献标识码:** A

下地壳是壳-幔物质和能量交换-再循环的重要地带, 其性质深刻地制约着深部来源岩浆的性质, 对其结构、化学组成和形成机制的研究将有助于深化对壳-幔体系的演化及其动力学过程的认识, 对大陆生长方式的确定也有极其重要的意义<sup>[1]</sup>。目前有关下地壳的信息主要源于对因构造作用而出露于地表的麻粒岩地体和由碱性玄武岩或金伯利岩携带至地表的麻粒岩相包体的研究<sup>[2]</sup>。

在我国的华北地台, 既出露有前寒武纪的麻粒岩地体<sup>[3-6]</sup>, 又在新生代玄武岩(如汉诺坝与女山)中发现了麻粒岩包体<sup>[7-10]</sup>, 这种独特的产出方式为我们提供了研究下地壳时空演化的难得物质条件, 因而倍受前人关注<sup>[11-21]</sup>。本文拟在前人研究的基础上, 通过对华北地台的部分麻粒岩地体(蔓菁沟、西望山)和麻粒岩包体(汉诺坝)进行岩石地球化学特征的对比, 探讨不同时期的下地壳形成条件。

## 1 麻粒岩岩相学特征

本次研究的汉诺坝麻粒岩包体的矿物组合绝大部分为 Opx + Cpx + Pl(表 1), 具粒状变晶结构, 局部可见变余火成结构, 常有辉石的冠状结构(如 D22 和 D34)。冠部的矿物组合为 Cpx - Ol + Pl ± Opx, 据此得到的平衡温度计算结果在 1000℃ 以上, 而主体 Cpx 和 Opx 的平衡温度计算结果约为 820℃, 表明汉诺坝的麻粒岩包体曾经历了升温过程。另外, 有些紫苏辉石的边缘较核部富 Mg 和 Ca 而贫 Fe, 也指示包体成岩后可能经历了升温过程。所有样品中均未出现角闪石或黑云母等含水矿物。磷灰石是最为常见的副矿物, 一般为自形柱状<sup>[18]</sup>。D01 的矿物组合为 Opx - Cpx, 但根据 Wood & Banno<sup>[22]</sup>的二辉石温度计计算其平衡

收稿日期: 2001-04-28; 修订日期: 2001-06-19

基金项目: 国家攀登计划预选项目资助(95-预-39); 国家杰出青年基金资助项目(49925308)

作者简介: 黄小龙(1972-), 博士, 主要从事岩石地球化学方面的研究。

温度约为 877℃, 仍在汉诺坝二辉麻粒岩包体平衡温度范围<sup>[10,18,23]</sup>内。根据由包体推导的汉诺坝地壳—上地幔地温线<sup>[23]</sup>, D01 对应的深度约为 40 km, 应为下地壳或壳幔过渡带。D06、D22 和 D34 都为含长英质条带的偏基性长英质麻粒岩, D36 和 D39 为基性麻粒岩, 总体平衡温度分布范围为 770~900℃, 根据地温线<sup>[23]</sup>对应的压力范围约为 0.85~1.2 GPa。

表 1 华北地台部分麻粒岩包体及地体的主要矿物组合

Table 1 Major mineral assemblages of some granulite terranes and xenoliths

汉诺坝	矿物组合	蔓菁沟	矿物组合	西望山	矿物组合
D01	Opx - Cpx	M01	Grt + Sill + Cpx + Bt + Pl + Qz	X01	Opx + Amp + Pl
D06	Opx - Cpx + Pl	M04	Cpx + Bt + Pl + Qz	X10	Grt + Opx + Amp + Pl
D22	Opx + Cpx + Pl	M05	Grt - Cpx + Amp + Pl	X11	Kf + Opx - Qz
D34	Opx + Cpx + Pl	M08	Grt - Bt + Pl + Qz	X2-2	Grt + Opx + Cpx + Bt + Pl
D36	Opx + Cpx + Pl	M09	Grt + Opx + Cpx + Amp + Pl	X2-3	Opx + Pl + Kf + Qz
D39	Opx + Cpx + Pl	M11	Opx - Cpx + Amp + Bt + Pl	X2-8	Grt - Cpx - Pl + Qz

本次研究的蔓菁沟和西望山主要的麻粒岩地体样品的矿物组合如表 1 所示, 普遍含有角闪石或黑云母。在蔓菁沟的 M01 中还出现了夕线石, 包裹于石榴石斑晶的边部或呈独立矿物; M04 具带状构造, 斜长石和石英所占比例在 50% 以上, 但斜长石已基本上绢云母化; M05、M09 及 M11 的镁铁矿物含量都在 60% 以上, M08 的斜长石和石英占 70% 以上。西望山的 X11 含钾长石 90% 以上, 紫苏辉石少量出现, X10、X2-3、X2-8 的长石和石英所占比例都在 60% 以上, 而 X01 和 X2-2 以镁铁质矿物为主。蔓菁沟和西望山麻粒岩地体的平衡温度主要为 700~820℃, 平衡压力主要为 0.7~0.85 Gpa, 相对于汉诺坝麻粒岩包体具有较低的平衡温压。

初步的电子探针成分分析还表明, 汉诺坝麻粒岩包体的单斜辉石和斜方辉石都比蔓菁沟和西望山的更为富 MgO, 贫 FeO, 相似于前人研究结果<sup>[10]</sup>。麻粒岩地体石榴石的主要端员组分为铁铝榴石、镁铝榴石和钙铝榴石, 角闪石为钙质角闪石。

## 2 主量元素特征

华北地台部分麻粒岩地体及包体的主量元素含量见表 2。汉诺坝麻粒岩包体都为镁铁质麻粒岩, SiO<sub>2</sub> 含量较低(45.18%~49.30%), MgO 含量和 Mg<sup>#</sup> 值较高(Mg<sup>#</sup> = 66.3~88.2), 成分均在世界下地壳麻粒岩包体的化学成分范围内(图 1a); CaO 含量也较高, 大部分样品在 10% 以上(图 1c); TiO<sub>2</sub> 含量较低(0.31%~0.74%), 远低于汉诺坝玄武岩, 总体也低于麻粒岩地体(图 1d)。麻粒岩地体的 MgO 含量明显低于汉诺坝麻粒岩包体, Mg<sup>#</sup> 为 25.9~66.4, 其成分均在世界太古宙地体的范围内(图 1a), 而 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量明显较高并且具较大的分布范围(2.24%~20.82%); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量也较高, 分布范围也很大(主要为 10.59%~18.56%, 其中 M01 因含夕线石更是高达 22%); CaO 含量与 MgO 呈正相关关系, 含 MgO 相对较高的 M05、M09、X01 和 X2-2 的 CaO 含量均大于 10%(图 1c), 相应地它们具有较高的单斜辉石组成比例。绝大部分麻粒岩包体与麻粒岩地体的 Na<sub>2</sub>O 含量大于 K<sub>2</sub>O 含量, X11 因主要矿物为钾长石而例外, M01 和 M04 则因为含有黑云母也表现为 K<sub>2</sub>O > Na<sub>2</sub>O(图 1b)。

## 3 稀土元素特征

华北地台部分麻粒岩地体及包体的稀土元素、微量元素分析数据见表 3。

汉诺坝麻粒岩包体的稀土元素配分曲线可分为两类: ① D01、D36、D39 具有相似的配分曲线(图 2a), 它们的(La/Yb)<sub>N</sub> 为 1.25~2.12(平均 1.81), 基本不具 Eu 异常, (Nd)<sub>N</sub> 为曲线的最高点, 这一典型富集轻、

中稀土元素的特点,相似于汉诺坝的二辉石岩包体<sup>[27]</sup>; ② D06、D22 和 D34 的  $(La/Yb)_N$  分别为 8.27、3.23、6.08, 具较明显的 LREE 富集和轻重稀土元素分异特征(图 2b), 其中 D06 和 D22 具有 Eu 正异常(分别为 1.42、1.24), 而 D34 不具 Eu 异常。

表 2 华北地台部分麻粒岩地体和包体的主量元素含量

wt<sub>2</sub>/%

Table 2 Major element contents of some granulite terranes and xenoliths

样号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	总量	Mg <sup>#</sup>
麻粒岩包体(汉诺坝)													
D01	48.22	0.43	4.23	11.42	0.18	20.31	10.01	0.36	0.02	0.01	1.67	96.86	80.6
D03	45.52	0.66	13.51	10.10	0.15	8.53	10.78	2.78	1.33	0.12	6.29	99.76	66.3
D06	46.15	0.49	15.67	5.31	0.09	14.59	3.45	4.06	0.65	0.10	7.94	98.50	86.5
D22	48.87	0.31	11.40	9.52	0.15	12.13	9.90	2.60	0.53	0.03	2.35	97.77	74.8
D23	45.18	0.55	10.25	5.90	0.14	18.84	11.07	0.98	0.54	0.12	1.74	95.31	88.2
D34	47.94	0.74	12.16	11.06	0.17	11.13	8.22	2.35	1.11	0.13	1.95	96.94	70.1
D36	47.76	0.48	8.80	10.01	0.16	13.18	12.99	1.00	0.59	0.02	2.70	97.69	75.4
D39	49.30	0.52	8.58	10.22	0.17	15.87	11.18	0.94	0.28	0.03	2.07	99.15	78.3
麻粒岩地体(蔓菁沟)													
M01	55.34	0.75	22.23	10.20	0.05	3.04	0.51	0.84	3.75	0.05	1.09	97.85	41.0
M04	52.17	1.27	13.60	12.61	0.15	6.26	6.88	0.53	2.62	0.16	2.04	98.30	53.7
M05	44.32	1.05	14.98	14.66	0.27	7.21	12.20	2.30	0.59	0.11	0.64	98.32	53.4
M08	60.27	0.73	17.34	7.05	0.09	3.19	3.00	3.97	2.15	0.16	0.55	98.51	51.3
M09	52.04	0.60	10.59	14.41	0.43	6.92	10.72	1.74	0.67	0.04	0.67	98.82	52.8
M10	47.46	1.03	16.47	11.42	0.20	6.78	8.90	2.47	2.13	0.35	1.00	98.19	58.1
M11	50.69	1.29	13.09	14.62	0.22	5.59	8.89	2.47	1.25	0.19	0.39	98.66	47.1
麻粒岩地体(西望山)													
X01	49.17	0.87	14.21	13.56	0.20	6.98	10.78	2.07	0.34	0.10	0.15	98.43	54.6
X02	52.39	1.90	14.21	13.99	0.17	4.27	7.75	2.81	0.55	0.12	0.12	98.29	41.6
X03	63.92	0.51	15.76	5.53	0.08	2.32	4.59	4.30	1.19	0.20	0.83	99.23	49.4
X04	54.05	1.90	15.57	14.37	0.20	3.41	5.96	2.83	0.60	0.12	0.29	99.30	35.6
X07	49.89	1.23	13.31	15.19	0.22	5.98	9.60	2.71	0.76	0.15	0.47	99.52	47.9
X10	47.77	2.12	12.16	20.73	0.27	4.51	8.90	2.21	0.72	0.29	—	99.66	33.6
X11	66.13	0.33	15.59	2.24	0.04	0.51	1.76	3.80	6.07	0.11	0.73	97.30	34.5
X12	48.51	2.22	11.87	20.82	0.26	4.69	8.94	1.96	0.59	0.26	—	100.12	34.4
X2-1	45.63	0.55	15.01	9.82	0.17	8.35	12.57	1.61	1.13	0.06	1.55	96.43	66.4
X2-2	44.25	0.74	15.99	13.51	0.20	7.29	11.21	2.27	0.37	0.07	0.57	96.46	55.7
X2-3	51.65	1.19	15.50	13.35	0.20	4.25	7.30	3.50	0.93	0.28	—	98.15	42.6
X2-4	45.21	0.78	18.56	13.43	0.27	4.79	11.94	2.39	0.08	0.06	0.51	98.02	45.4
X2-6	46.15	0.76	15.73	13.25	0.24	7.77	9.51	2.26	0.54	0.08	0.43	96.71	57.7
X2-8	61.97	0.95	14.92	7.92	0.19	1.19	4.46	3.72	0.95	0.35	0.48	97.09	25.9

注: 主量元素由中科院地学中心采用 XRF 方法测定;  $Mg^{\#} = 100 \times Mg / (Mg + 0.85 \times Fe^{2+})$  (摩尔数比)<sup>[24]</sup>。

西望山和蔓菁沟的地体麻粒岩的稀土配分曲线也可分为两类: ① 平坦型或略具 LREE 亏损型(X01、X2-2、M05、M09), 基本不具 Eu 异常(图 2c), 这些样品较富镁铁质; ② LREE 富集型(X2-3、X2-8、X10、X11、M01、M04、M08、M11), 都具 Eu 负异常, 其中 M01 具有最为显著的 Eu 负异常(0.50), 这些样品较偏长英质, 其中 X11 因含 90% 以上的钾长石而具有较强的轻重稀土分异特征和较低的 Eu 负异常值。

#### 4 微量元素

华北地台部分麻粒岩地体及包体的微量元素特征概括如下:

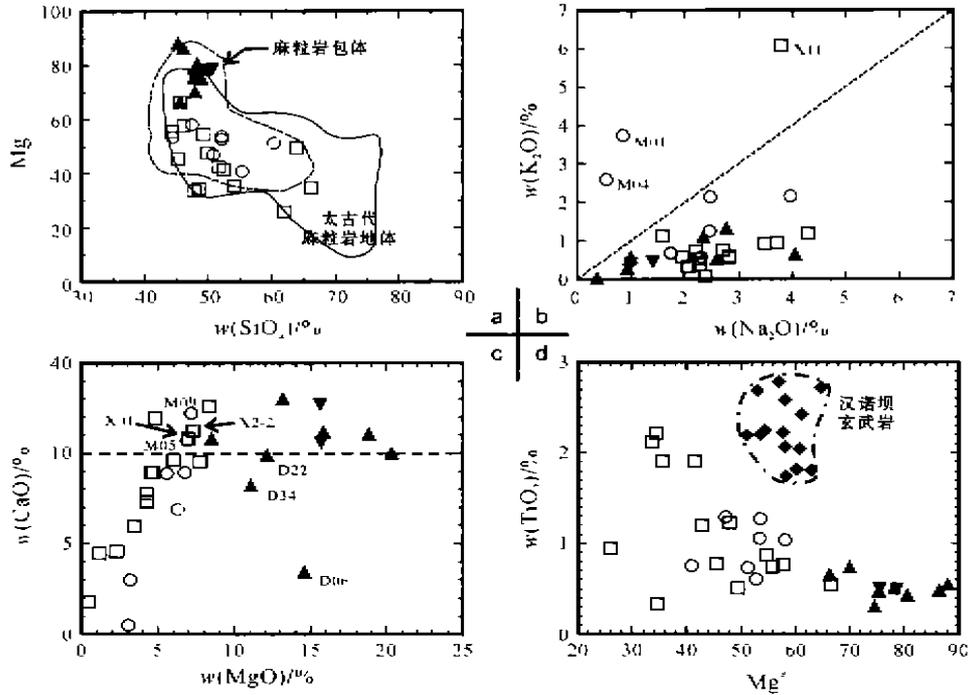


图 1 华北地台部分麻粒岩地体和包体的主量元素成分变异图

Fig. 1 Variation in major elements contents of some granulite terranes and xenoliths  
 ▲—汉诺坝麻粒岩包体; ▼—汉诺坝麻粒岩包体,引自文献[17]; ◆—汉诺坝玄武岩,引自文献[25,26]; □—西望山麻粒岩地体; ○—蔓菁沟麻粒岩地体; 麻粒岩包体及大古代麻粒岩地体的范围引自文献[2]

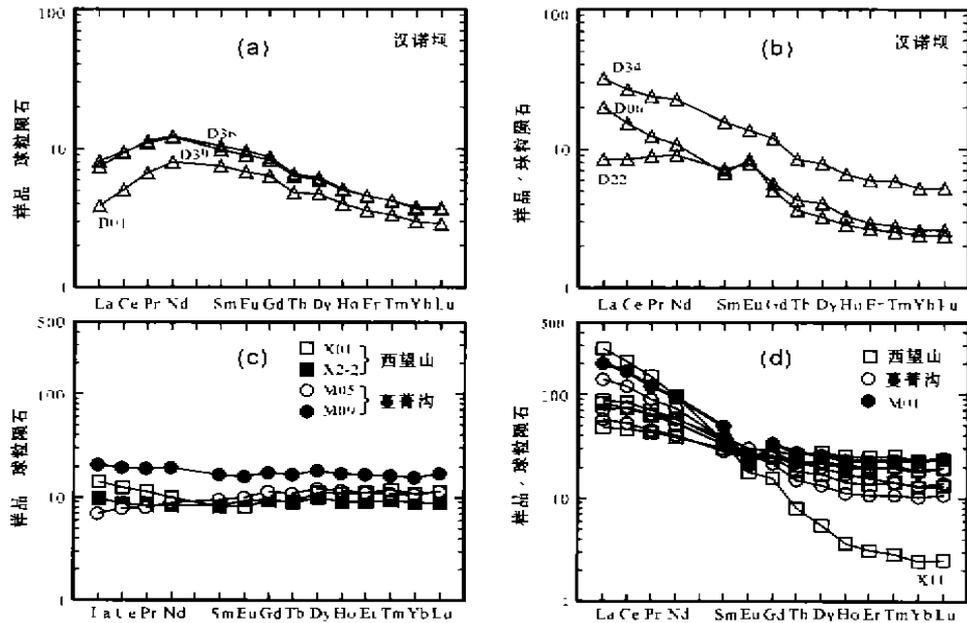


图 2 华北地台部分麻粒岩地体和包体的稀土元素配分曲线

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of some granulite terranes and xenoliths

表3 华北地台部分麻粒岩地体和包体的微量元素及稀土元素含量

$10^{-6}$

Table 3 Content of trace elements and rare earth elements in some granulite terranes and xenoliths

样号	D06	D22	D34	D36	D39	M01	M04	M05	M08	M09	MH1	X01	X10	X11	X2-2	X2-3	X2-8
Rb	0.76	29.2	13.8	18.5	18.3	10.2	181	80	19.6	7.3	19.6	34	9.9	181	7.3	14.7	16.5
Sr	75	298	479	742	256	709	86	124	70	477	118	453	107	362	114	321	262
Ba	4.8	275	107	369	98	61.7	584	350	188	567	176	345	102	206	59.40	335	476
Zr	14.6	31.5	16.6	63.4	22.5	25.3	182	65.0	51.1	135	27.6	102	36.6	150	47.2	62.0	66.7
Hf	0.66	0.92	0.58	1.95	0.91	0.94	5.11	1.95	1.53	3.66	0.85	3.02	1.21	4.42	1.47	1.94	1.84
Nb	0.55	3.86	0.99	9.56	0.43	2.08	14.0	7.07	3.13	7.39	1.33	5.12	2.67	10.5	2.98	15.9	9.47
Ta	0.044	0.17	0.07	0.59	0.041	0.13	0.75	0.39	0.23	0.45	0.11	0.35	0.20	0.74	0.66	0.23	1.16
Cs	0.018	0.84	0.030	0.11	0.010	0.019	2.53	1.40	0.19	1.65	0.10	0.58	0.10	0.33	0.58	0.27	0.069
Pb	0.27	2.43	0.94	2.69	0.71	0.53	6.56	1.33	0.48	7.87	1.29	1.95	6.92	0.90	0.76	2.96	1.41
Th	0.048	0.11	0.09	0.77	0.055	0.14	14.8	1.30	0.42	7.37	0.22	1.95	0.70	1.34	0.90	2.35	1.64
U	0.021	0.052	0.031	0.194	0.025	0.042	1.80	0.64	0.17	1.00	0.21	0.40	0.126	0.47	0.32	0.19	0.20
Ni	339.47	54.29	150.63	147.10	136.13	201.16	38.71	84.20	157.59	42.27	770.04	49.45	112.76	19.65	6.09	142.92	42.50
La	1.43	7.29	3.09	11.7	2.71	2.99	47.8	16.7	4.90	33.0	1.66	13.6	3.53	17.6	5.15	32.6	30.3
Ce	4.85	14.7	8.1	25.6	8.82	9.0	102	46.1	11.8	74	4.71	32	8.4	44	200	80	70
Pr	0.91	1.68	1.22	3.27	1.54	1.51	11.4	6.16	1.80	8.6	0.76	4.24	1.14	5.9	1.54	9.7	8.7
Nd	5.65	7.66	6.43	16.2	8.71	8.56	43.5	27.2	9.0	34.0	4.18	19.0	5.90	27.4	7.04	41.8	37.6
Sm	1.74	1.54	1.64	3.56	2.41	2.27	7.54	5.92	2.53	5.68	1.45	4.34	1.94	7.05	1.86	8.25	7.56
Eu	0.59	0.73	0.69	1.19	0.84	0.78	1.21	1.74	0.92	1.54	0.57	1.43	0.81	2.13	1.55	0.71	2.02
Gd	1.96	1.55	1.74	3.67	2.65	2.52	6.94	5.87	3.60	4.48	2.31	5.22	2.94	8.90	4.74	2.83	7.53
Tb	0.28	0.21	0.25	0.49	0.38	0.37	1.03	0.82	0.62	0.56	0.41	0.84	0.52	1.50	0.46	0.53	1.21
Dy	1.80	1.24	1.55	3.02	2.33	2.28	6.56	5.02	4.56	3.34	3.05	5.71	3.75	10.5	2.06	4.19	6.43
Ho	0.34	0.24	0.28	0.56	0.44	0.43	1.30	0.95	0.97	0.63	0.65	1.16	0.78	2.15	0.31	0.93	1.69
Er	0.89	0.66	0.73	1.48	1.13	1.14	3.75	2.59	2.73	1.77	1.82	3.28	2.24	6.10	0.78	2.75	3.38
Tm	0.12	0.09	0.10	0.21	0.15	0.15	0.59	0.36	0.41	0.27	0.28	0.49	0.33	0.90	0.102	0.42	0.50
Yb	0.74	0.60	0.65	1.30	0.92	0.95	3.87	2.22	2.62	1.71	1.79	3.03	2.20	5.72	0.60	2.67	3.18
Lu	0.11	0.09	0.099	0.20	0.14	0.142	0.62	0.35	0.43	0.27	0.29	0.49	0.34	0.90	0.095	0.43	0.50
(La Yb) <sub>N</sub>	1.31	8.27	3.23	6.08	1.99	2.15	8.34	5.09	1.26	13.03	0.63	3.03	1.08	2.08	1.30	6.93	4.43
Eu/Eu*	0.98	1.42	1.24	1.00	1.00	0.99	0.50	0.89	0.93	0.90	0.95	0.91	1.03	0.82	0.70	0.95	0.77
Sr/Nd	13.27	38.90	74.49	15.80	75.19	82.83	1.98	4.56	7.78	11.03	28.23	25.84	18.14	5.26	5.35	16.19	7.68
Th/U	2.29	2.12	2.90	3.97	2.20	3.33	8.22	2.03	2.47	7.37	1.05	4.88	6.27	2.58	41.91	2.81	12.37

注:微量元素及稀土元素在法国蒙特利埃第一大学地质系采用ICP-AES方法测定。

(1) 总体上, 汉诺坝麻粒岩包体的不相容元素如 Nb、Ta、Th、Rb、Zr、Hf 以及 LREE、HREE 等都明显低于麻粒岩地体, 其中 T06 和 D34 中的上述元素相对略高于其它麻粒岩包体。

(2) 麻粒岩包体的 Ni 含量相对较高, 而麻粒岩地体中具平坦型稀土元素配分模式的样品也具有较高的 Ni 含量。

(3) 包体及地体的 Ni 含量均与  $Mg^{2+}$  呈正相关关系(图 3a)。

(4) 除个别样品外, 麻粒岩包体和麻粒岩地体的 LREE、HREE 都与  $Mg^{2+}$  呈线性负相关关系(图 3b)。

(5) 麻粒岩包体和麻粒岩地体的 La/Nb 比值基本相同, 均大于 1.20, 远高于汉诺坝麻粒岩包体的寄主玄武岩(La/Nb=0.54~0.74, 平均 0.63)<sup>[25]</sup>, 也不同于汉诺坝玄武岩, 但麻粒岩包体的 La、Nb 和 La/Yb 比值呈负相关关系, 而麻粒岩地体呈正相关关系(图 3c)。

(6) 麻粒岩包体的 U/Pb 比值很低(均小于 0.1), 而麻粒岩地体具相对较高的 Zr/Hf、U/Pb 比值(图 3d)。

(7) 麻粒岩包体的 Sr/Nd 比值明显高于麻粒岩地体, 具有很窄的 Th/U 比值(2.12~3.97), 而地体麻粒岩的 Th/U 比值变化较大(主要为 1.05~12.37)。

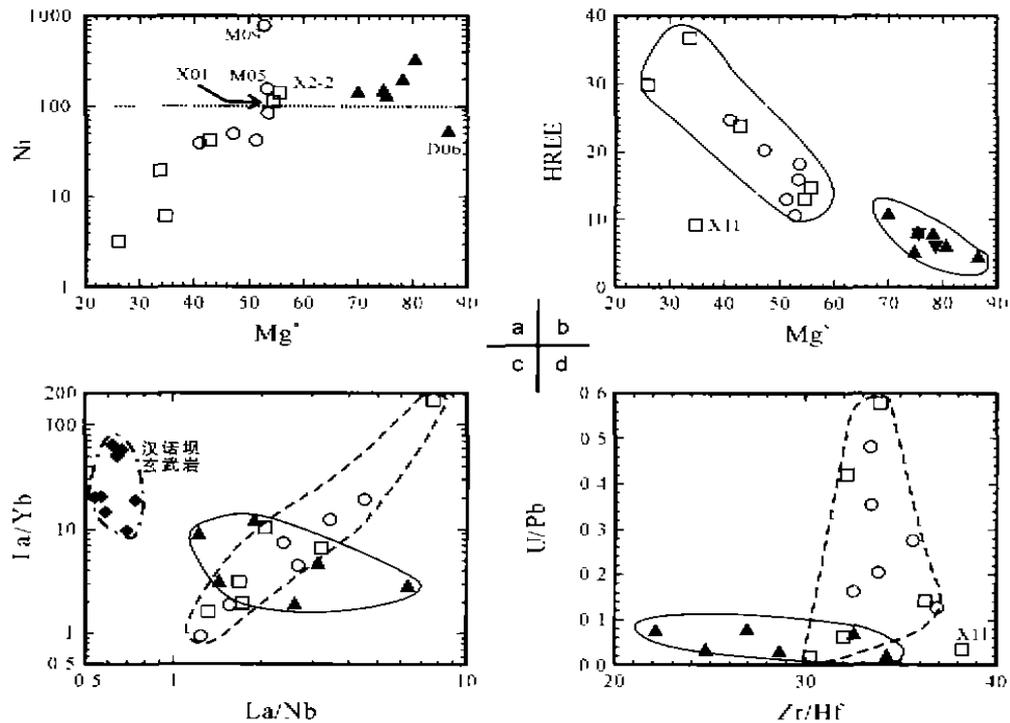


图 3 华北地台部分麻粒岩地体和包体的微量元素变异图

Fig. 3 Variation in trace elements of some granulites terranes and xenoliths

图例同图 1

汉诺坝麻粒岩包体的微量元素值介于原始地幔值的 1~10 倍之间, 总体表现为富集大离子亲石元素 Rb、Sr、Ba、LREE, 亏损高场强元素 U、Th、Nb、Ta、Zr、Hf、P 等, 具有明显的 Sr 峰、Th 谷(D01 因无斜长石组分而例外, 图 4a、b)。稀土元素配分模式为平坦型的麻粒岩地体的微量元素值除 Rb、Ba 外, 都为原始地幔值的 1~10 倍, 不具明显的元素富集和亏损现象(图 4c); LREE 富集型的麻粒岩地体的微量元素值主要介于原始地幔值的 10~300 倍之间, 总体具有明显的 Nb、Ta 亏损和 Sr 负异常(图 4d)。

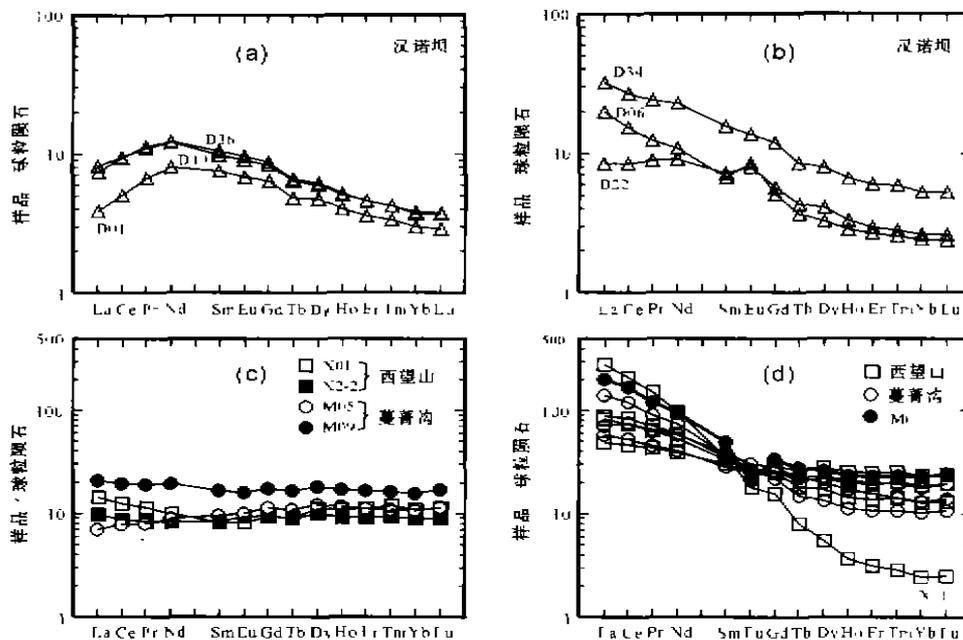


图4 华北地台部分麻粒岩地体和包体的微量元素原始地幔标准化图解

Fig. 4 Primitive mantle normalized incompatible trace elements diagram for some granulate terranes and xenoliths

### 5 讨论

在  $Mg^{\#} - SiO_2/Al_2O_3$  图解(图5)上,汉诺坝麻粒岩包体基本上位于镁铁质麻粒岩 Mafic 1 的区域 D34 落于 Mafic 2, 靠近于“原始”玄武岩浆区域; D03 则位于“原始”玄武岩浆区域; D01 由于完全由两类辉石组成, 其  $SiO_2/Al_2O_3$  比值明显偏高。西望山与蔓菁沟麻粒岩地体与麻粒岩包体具有截然不同的分布范围, 大部分样品落于过渡区(Inter), 少部分落于 Mafic 3 区域。通常, 玄武岩的结晶分异过程中  $Mg^{\#}$  降低, 富铝相如斜长石或石榴石的堆晶会使  $SiO_2/Al_2O_3$  降低, 而辉石的堆晶作用则可以使  $Mg^{\#}$  和  $SiO_2/Al_2O_3$  同时增大<sup>28</sup>。按照 Kempton & Harmon 分类法<sup>24</sup>, Mafic 1 为原始玄武岩浆堆晶作用的结果或是已含一定比例镁铁质堆晶的玄武岩浆, Mafic 2 为固结玄武岩浆或是相对于 Mafic 1 较为演化的玄武岩浆的堆晶相, Mafic 3 则为中、酸性岩浆堆晶作用结果或是变质沉积岩及中性火成岩熔融残余。所以总体而言, 汉诺坝麻粒岩包体具有玄武质岩浆堆晶作用

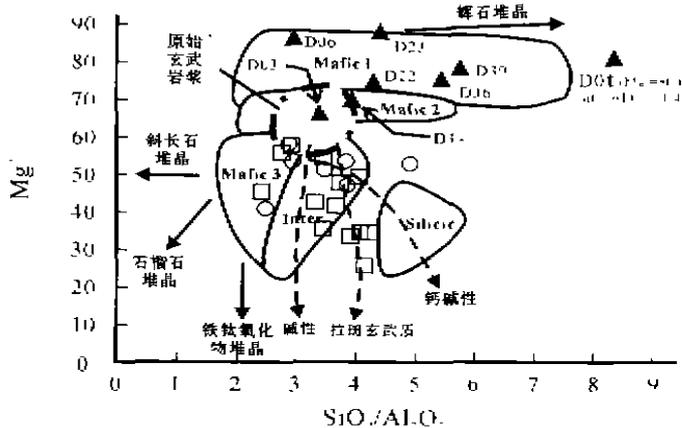


图5 华北地台部分麻粒岩地体与包体的  $Mg^{\#} - SiO_2/Al_2O_3$  图解

Fig. 5  $Mg^{\#}$  versus  $SiO_2/Al_2O_3$  diagram of some granulate terranes and xenoliths  
图例同图1, 成分范围据[24]

的特点,其中 D01、D36、D39 的  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  比值均大于 4, 表现为富集辉石矿物, 显著区别于麻粒岩地体, Mafic 1 区域的汉诺坝麻粒岩包体  $\text{Sm}$  含量均低于  $2.5 \times 10^{-6}$ , 对应于玄武质岩浆中辉石和长石堆晶作用结果<sup>[24]</sup>。

另外, D06 与 D22 具明显的 Eu、Sr 正异常(图 2b, 图 4b), 表明斜长石堆晶作用非常明显; 对于 D34 以及 D36 和 D39, 虽然也有 Sr 的正异常(图 4a, b), 但并无 Eu 异常(图 2a, b), 表明其 Sr 正异常并不完全是斜长石的堆晶作用造成的, 其母岩浆可能是富集 Sr 的<sup>[29]</sup>。根据汉诺坝麻粒岩矿物模式含量进行包的平衡熔体反演计算, 所得平衡熔体的稀土元素配分曲线非常类似于汉诺坝碱性玄武岩(图 6), 这也进一步证实汉诺坝麻粒岩包体为玄武质岩浆堆晶作用形成的。除 D36 和 D39 为几乎完成相同的稀土配分曲线外, 其他样品都有总体成分的差异, 这反映了它们是玄武岩浆不同程度分异结晶的结果,  $\text{Ni}$  含量随  $\text{Mg}^{2+}$  的降低而减少(图 3a)也表明了岩石与镁铁质矿物的分异结晶相关<sup>[28, 30]</sup>。

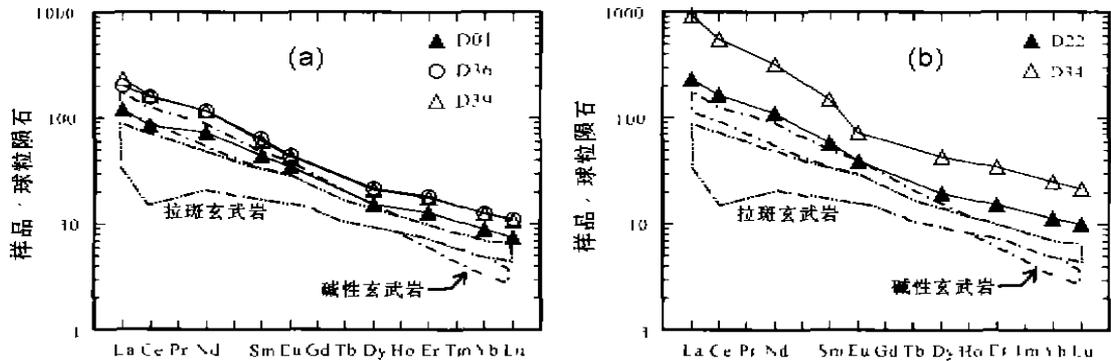


图 6 汉诺坝麻粒岩包体的平衡熔体稀土元素配分曲线

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of melts in equilibrium with Hannuoba granulite xenolith  
汉诺坝玄武岩引自[25, 26], 元素分配系数引自[28]

汉诺坝麻粒岩包体的绝大部分微量元素的含量都与  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量呈线性相关关系, 表明微量元素组成都与斜长石和辉石的相对组成比例有关, 而麻粒岩地体的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量与绝大部分微量元素基本不具相关性, 微量元素含量可能还受控于角闪石、黑云母等矿物含量<sup>[31]</sup>。虽然玄武质岩浆底侵下地壳后受早先存在的下地壳物质的混染将可能造成 Nb、Ta、U、Th 的亏损<sup>[32]</sup>, 汉诺坝麻粒岩包体的 Sr-Nd-Pb 同位素特征也显示了混合作用的存在<sup>[20]</sup>, 但汉诺坝麻粒岩包体的 Nb、Ta、U、Th 含量远低于西望山、蔓菁沟麻粒岩地体以及大陆下地壳平均值<sup>[33-35]</sup>, 很难将麻粒岩地体或者大陆下地壳平均值作为汉诺坝麻粒岩包体的亏损端元, 因此汉诺坝麻粒岩包体发生 Nb、Ta、U、Th 亏损不可能完全是由于地壳物质混染的结果。另外, 汉诺坝麻粒岩包体的 Nb、Ta、U、Th 含量也远低于汉诺坝玄武岩<sup>[25, 26]</sup>, 元素亏损更不可能是原始岩浆的特征。含钛矿物(如钛铁矿和金红石等)具有很高的 Nb、Ta 分配系数<sup>[36]</sup>, 玄武质岩浆发生含钛矿物的结晶分离作用是完全有可能造成残余岩浆 Nb、Ta 亏损的。汉诺坝麻粒岩包体的  $\text{TiO}_2$  含量非常低, 这暗示了玄武质岩浆在底侵下地壳之后或之前可能发生了含钛矿物相的结晶分离, 并由此造成了汉诺坝麻粒岩包体的 Nb、Ta 亏损。下地壳的麻粒岩相变质作用常造成 U、Th、K、Rb 等大离子亲石元素的亏损<sup>[36, 37, 38]</sup>, 这可能是造成汉诺坝麻粒岩包体 U、Th 强烈亏损的主要原因。

世界范围麻粒岩包体和麻粒岩地体的成分对比<sup>[2, 39]</sup>表明, 两者在成分上存在很大的差别, 即麻粒岩包体以镁铁质为主, 而麻粒岩地体以长英质为主, 本文汉诺坝麻粒岩包体和西望山、蔓菁沟麻粒岩地体的岩石地球化学特征也反映了上述差别。目前认为造成麻粒岩包体和麻粒岩地体系统成分显著差异的原因可能有两种<sup>[2]</sup>: (1) 地壳成分和地壳生长机制是随时间演化的; (2) 包体和地体分别代表了下地壳的不同深度层次。华北岩石圈自古生代到新生代经历了热侵蚀过程, 已由冷而厚的克拉通型岩石圈转变为热而薄的

大洋型岩石圈,岩石圈侵蚀始于侏罗纪,止于晚白垩世<sup>[40]</sup>,其所处的构造背景是拉张环境。本文汉诺坝麻粒岩包体的岩石地球化学特征表明其是玄武质岩浆底侵下地壳后结晶分异过程中堆晶作用的结果,并经历了壳-幔相互作用和麻粒岩相变质作用。汉诺坝二辉麻粒岩包体的锆石年龄为 124~120 Ma,喻示了白垩纪时期大规模底侵作用的发生<sup>[17]</sup>,而华北高压麻粒岩的全岩 Sm-Nd 等时线年龄为 2.65 Ga<sup>[9]</sup>,两者之间存在明显的时代差异。西望山、蔓菁沟麻粒岩地体存在两类不同性质的稀土元素配分型式和微量元素组成,是与王仁民<sup>[15]</sup>的研究结果相一致的,它们可能反映了两种截然不同的构造环境:平坦型稀土元素配分型式的麻粒岩原岩为不成熟岛弧拉斑玄武岩,而 LREE 富集型稀土元素配分型式的麻粒岩原岩为板内拉斑玄武岩。另外,蔓菁沟、西望山的麻粒岩被推测为挤压环境中构造加厚-变质的产物<sup>[11]</sup>,与碰撞构造直接相关的桑干构造带经历了共同的构造抬升过程<sup>[13]</sup>,由地球化学特征所反映的两种构造环境的并置是存在这一过程的又一佐证。从上部地壳到下部地壳, Sr/Nd 比值是不断增大的<sup>[35]</sup>,汉诺坝麻粒岩包体的 Sr/Nd 比值明显高于麻粒岩地体有可能反映了它们的来源深度不同,所以,汉诺坝麻粒岩包体与西望山、蔓菁沟麻粒岩地体所代表的是两种不同时代、不同空间以及不同构造背景的作用过程和结果。

#### 参考文献:

- [1] Rudnick R L. Continental crust: Growth from below[J]. *Nature*, 1990, 347: 711~712.
- [2] Rudnick R L. Xenoliths-samples of the lower continental crust[A]. Fountain DM, *et al*. Continental Lower Crust[C]. Elsevier, Amsterdam, 1992, 269~316.
- [3] Jahn B M & Zhang Z Q. Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications[J]. *Contrib. Mineral. Petrol*, 1984, 85: 224~243.
- [4] 王仁民,陈珍珍,陈飞. 恒山灰色片麻岩和高压麻粒岩包体及其地质意义[J]. *岩石学报*, 1991, 7(4): 36~45.
- [5] 翟明国,郭敬辉,阎月华,等. 中国华北太古宙高压基性麻粒岩的发现及初步研究[J]. *中国科学(B辑)*, 1992, 22(12): 1325~1330.
- [6] 郭敬辉,翟明国,张毅刚,等. 怀安蔓菁沟早前寒武纪高压麻粒岩混杂岩带地质特征、岩石学 and 同位素年代学[J]. *岩石学报*, 1993, 9(4): 329~431.
- [7] 冯家麟,谢漫洋,张红,等. 汉诺坝玄武岩及其深源包体[J]. *河北地质学院学报*, 1992, (1): 45~63.
- [8] 周新民,于津海,徐夕生. 女山玄武岩中麻粒岩捕虏体的发现与意义[J]. *科学通报*, 1992, 37(13): 1198~1201.
- [9] 谢漫洋,冯家麟,张改兰,等. 汉诺坝玄武岩中麻粒岩捕虏体的发现[J]. *河北地质学院学报*, 1993, 16(1): 587~592.
- [10] 樊祺诚,刘若新. 汉诺坝玄武岩中高温麻粒岩捕虏体[J]. *科学通报*, 1996, 41(3): 235~238.
- [11] 翟明国,郭敬辉,阎月华,等. 太古宙克拉通型下地壳剖面: 华北怀安—丰镇—尚义麻粒岩—角闪岩系[J]. *岩石学报*, 1996, 12(2): 222~238.
- [12] 郭敬辉,翟明国,李江海,等. 华北克拉通早前寒武纪桑干构造带的岩石组合特征和构造性质[J]. *岩石学报*, 1996, 12(2): 193~207.
- [13] 郭敬辉,翟明国,李永刚,等. 华北太古宙高压基性麻粒岩的两类 PT 轨迹及其构造意义: 矿物化学和变质作用研究[J]. *岩石学报*, 1998, 14(4): 430~448.
- [14] 刘树文,沈其韩,耿元生. 冀西北两类石榴基性麻粒岩的变质演化及 Gibbs 方法分析[J]. *岩石学报*, 1996, 12(2): 261~275.
- [15] 王仁民. 冀西北新太古代下部陆壳及其性质初探[J]. *岩石学报*, 1996, 12(2): 239~246.
- [16] 李江海,翟明国,钱祥麟,等. 华北中北部晚太古代高压麻粒岩的地质产状及其出露的区域构造背景[J]. *岩石学报*, 1998, 14(2): 177~189.
- [17] 樊祺诚,刘若新,李惠民,等. 汉诺坝捕虏体麻粒岩锆石年代学与稀土元素地球化学[J]. *科学通报*, 1998, 43(12): 133~137.
- [18] 陈绍海,张国辉,周新华,等. 汉诺坝玄武岩中麻粒岩类捕虏体的岩石学特征[J]. *岩石学报*, 1998, 14(3): 366~380.

- [19] 陈道公, 支霞臣, 李彬贤, 等. 汉诺坝玄武岩中辉石岩类包体 Nd, Sr, Pb 同位素成因信息[J]. 地球化学, 1997, 26(1): 1~11.
- [20] 张国辉, 周新华, 孙敏, 等. 汉诺坝玄武岩中麻粒岩类和辉石岩类捕虏体 Nd, Sr, Pb 同位素特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 1998, 14(2): 190~197.
- [21] 张国辉, 周新华, 孙敏, 等. 下地壳及壳幔过渡带化学不均一性——河北汉诺坝地区深源捕虏体元素地球化学证据[J]. 地球化学, 1998, 27(2): 153~169.
- [22] Wood B J & Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, 42: 109~124.
- [23] 史二斌, 林传勇, 陈孝德, 等. 由包体推导的河北汉诺坝下地壳——I 地幔地温线及其地质意义. 地震地质[J], 2000, 22(1): 37~46.
- [24] Kempton P D & Harmon R S. Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56: 971~986.
- [25] Zhi X C, Song Y, Frey F A, *et al*. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: Constraint on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt[J]. *Chemical Geology*, 1990, 88: 1~33.
- [26] 李天福, 马鸿义, 白志民. 汉诺坝玄武岩的地球化学特征及成因模式. 岩石矿物学杂志, 1999, 18(3): 217~228.
- [27] 刘从强, 解广英, 增田彰正. 汉诺坝玄武岩中地幔岩捕虏体 REE 和 Sr, Nd 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 1996, 12(3): 382~389.
- [28] Kempton P D, Downes H & Embey Isztin A. Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the Western Pamir Basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38: 941~970.
- [29] Markwick A J W & Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results[J]. *Lithos*, 2000, 51: 135~151.
- [30] Condie K C. Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust[J]. *Lithos*, 1999, 46: 95~101.
- [31] Kempton P D, Harmon R S, Hawkesworth & Moorbath S. Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Coconino volcanic field, southeastern Arizona[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, 54: 3401~3426.
- [32] Green M G, Sylvester P J, Buick R. Growth and recycling of early Archaean continental crust: geochemical evidence from the Coonterunah and Warrawoona Groups, Pilbara craton, Australia[J]. *Tectonophysics*, 2000, 322: 69~88.
- [33] Taylor S R & McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*[M]. Oxford: Blackwell, 1985.
- [34] Rudnick R L & Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33: 267~309.
- [35] Gao S, Luc L C, Zhang B R, *et al*. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62: 1959~1975.
- [36] Green T H & Pearson N J. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51: 55~62.
- [37] Moorbath S & Taylor P N. Geochronology and related isotope geochemistry of high-grade metamorphic rocks from the lower continental crust[J]. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1986, 24: 211~220.
- [38] Roberts S J & Kutz J. Geochemistry of exposed granulite facies terrains and lower crustal xenoliths in Mexico[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94: 7961~7974.
- [39] Rudnick R L & Presper J. Geochemistry of intermediate- to high-pressure granulites[A].  *Vielzeuf D and Vidal P. Granulites and Crustal Evolution*[C]. Kluwer, Dordrecht, 1990, 523~550.
- [40] Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: evidence, timing and mechanism[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2001, 26(in press).

