

中国阿尔泰造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意义*

王涛¹ 洪大卫¹ 童英¹ 韩宝福² 石玉若^{1,3}

WANG Tao¹, HONG DaWei¹, TONG Ying¹, HAN BaoFu² and SHI YuRuo^{1,3}

1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

2. 北京大学造山带与地壳演化实验室, 北京 1000871

3. 中国地质科学院地质研究所, 北京离子探针中心, 北京 100037

1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Key Laboratory of Orogenic Belt and Crustal Evolution, Peking University, Beijing 1000871, China

3. Beijing SHRIMP center, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China

2005-02-27 收稿, 2005-05-08 改回.

Wang T, Hong DW, Tong Y, Han BF and Shi YR. 2005. Zircon U-Pb SHRIMP age and origin of post-orogenic Lamazhao granitic pluton from Altai orogen: its implications for vertical continental growth. Acta Petrologica Sinica, 21(3): 640-650

Abstract The Lamazhao pluton is a typical post-tectonic pluton in the Altai orogen, but its emplacement time is still conclusively undetermined. This paper presents a zircon SHRIMP $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $276 \pm 9\text{Ma}$ (MSWD = 1.1), which is interpreted as his emplacement age. This provides an evidence for post-orogenic granitic magmatism and post orogeny. Major and trace elements show that the pluton has transition features from high-K calc-alkaline or high- fractionated I-type granites to A-type granites. Integration analysis of structural pattern, geochronology, geochemistry, and geological setting suggest that this pluton is post orogenic. Its $\text{Sr}(T)_i$ values are between 0.704 and 0.71659, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ values between +1.3 and +2.8, and $T_{\text{DM-2}}$ from 0.93 to 0.81 Ga, which are similar to those of high (positive) $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ value granites from the Central Asian Orogenic Belt. Importantly, its $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ values are slightly higher than these of syn-orogenic granites in the same area. This suggests that new juvenile mantle-derived materials, beside subducted juvenile ocean crust or arc rocks, probably contributed to the generation of the granites during post orogen in Altai orogen with Precambrian basement. This study provides an evidence for vertical continental crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt.

Key words I-A type granite, isotopic geochemistry, mantle composition, vertical continental growth, Central Asia Orogenic Belt

摘要 喇嘛昭岩体是阿尔泰造山带典型的后构造岩体,其时代问题一直没有解决。本次锆石 SHRIMP 定年给出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $276 \pm 9\text{Ma}$ (MSWD = 1.1), 代表其形成年龄。这为阿尔泰后造山花岗岩和后造山作用提供了一个可靠的年代学证据。主量、微量元素地球化学特征显示该岩体具有 I-A 过渡的高钾钙碱性或高分异钙碱性花岗岩的特点。依据岩体构造特征、年代学、地球化学和地质背景综合分析, 该岩体应为后造山岩体。该岩体 Sr 初始值变化于 0.704 ~ 0.71659 之间。 $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ 值为正值 (+1.3 ~ +2.8) 模式年龄 $T_{\text{DM-2}}$ 为 0.93 ~ 0.81Ga, 与中亚造山带典型的高(正) $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ 值花岗岩相同。而且, 其 $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ 值略高于该地区同造山花岗岩。这说明, 在具有陆壳基底的阿尔泰造山带后造山阶段, 除了可能的俯冲下埋的年轻洋壳或岛弧物质外, 可能有新的幔源物质参与了花岗岩的形成。这为中亚造山带后造山阶段陆壳垂向生长提供了一个证据。

关键词 I-A 型花岗岩; 同位素地球化学; 幔源组分; 陆壳垂向生长; 中亚造山带

中图法分类号 P588.121; P597.3

* 国家重大基础研究规划项目(编号 2001CB409802)、国际合作基金(40210647)、国家自然科学基金项目(40472101、49772105)、中国地质调查局项目(2001139000018)、西北大学大陆动力学实验室资助成果。

第一作者简介: 王涛, 男, 1959 年 2 月, 博士, 研究员, 博士生导师, 从事构造、花岗岩研究, E-mail: taowang@pku.edu.cn

1 引言

阿尔泰造山带属于中亚造山带的重要组成部分,一直得到国内外学者的关注和研究。花岗岩在该造山带占有 40% 以上的面积,具有重要研究意义。这些花岗岩中有很多为圆形、椭圆形无变形岩体。一些为碱性或 A 型花岗岩,属于后造山或非造山花岗岩体(如 Zou *et al.*, 1988; 赵振华等, 1993; Chen *et al.*, 2002)。另外,还有一些似乎具有非典型的碱性和钙碱性,即 A-I 型过渡的特点。它们的成因以及与碱性花岗岩、钙碱性花岗岩的岩石组合关系还不清楚。另外,这些 A 型或 I-A 型花岗岩成因较复杂,定年相对困难。在阿尔泰造山带中,很多这类岩体的时代也有待于进一步确定。因此,这类岩体的精确定年和成因研究对于深入认识和认识该造山带花岗岩的时代、成因和造山带演化,以及后造山陆壳生长具有重要意义。

喇嘛昭岩体是这些 I-A 型后构造岩体的典型代表。Windley *et al.* (2002) 曾对其进行了锆石 Pb-Pb 定年,但由于锆石内部结构和成分十分复杂,没有给出确切年龄值。本次研究进行了锆石 SHRIMP 定年,并对其地球化学和同位素特征进行了研究。据此,探讨了其岩石组合、岩浆成因、构造意义和陆壳生长等相关问题。

2 区域构造背景及岩体地质

阿尔泰造山带位于西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准葛尔板块之间,为典型的显生宙增生造山带(Sengor *et al.*, 1993),其内部可以区分出不同的块体。Windley *et al.* (2002) 将中国阿尔泰造山带由北向南划分为 6 个块体。总的看来,以红山嘴-诺尔特断裂、康布铁堡-库尔特断裂和额尔齐斯断裂带为界,可以简单地归为北、中、南阿尔泰(如 Li *et al.*, 2003)。北阿尔泰主要由泥盆纪和石炭纪火山-沉积岩和侵入岩组成,中阿尔泰主要为震旦纪-早古生代深变质岩系,以及志留纪-二叠系侵入岩,并可能有前寒武纪基地(Hu *et al.*, 2000),具有微陆块的特点。南阿尔泰由(元古代?)片麻岩和古生代(志留纪-石炭纪)火山-沉积岩岩系组成,后者可解释为岛弧产物(Windley *et al.*, 2002; Xiao *et al.*, 2004)。之南,为阿尔泰造山带与准噶尔造山带分界的额尔齐斯断裂带(或挤压带)(何国琦等, 1994)。综合这些研究(如何国琦等, 1994; Windley *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2003; Xiao *et al.*, 2004),阿尔泰造山带于晚前寒武纪晚期到早古生代早期为稳定大陆边缘阶段;大致从晚寒武纪开始发生俯冲、增生,其中,早古生代(奥陶纪-泥盆纪)为洋壳俯冲阶段;之后,可能发生碰撞造山作用,与中石炭纪基本奠定了阿尔泰造山带的构造格架;而额尔齐斯以南即准噶尔造山带,在石炭纪可能仍发生有俯冲碰撞作用。

阿尔泰造山带中花岗质岩石在各个块体均有分布广泛,

特别是中部块体。很多学者对此进行了研究(如岳永君等, 1990; 王中刚等, 1998; Zou *et al.*, 1988; 刘伟等, 1993; 赵振华等, 1993; 何国琦等, 1994; 胡蔼琴等, 1997; Chen *et al.*, 2002)。根据这些研究和笔者新的资料,阿尔泰造山带花岗岩主要由早古生代、晚古生代及少量中生代花岗岩体构成。岩石类型主要为英云闪长岩、花岗闪长岩、黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩等。成因类型多样,如有 S、I、A 型。依据与造山作用的关系,可以分为造山型和非造山型(Zou *et al.*, 1988)。本文主要以喇嘛昭岩体(也称之为康布铁堡岩体,胡蔼琴等, 1997)为例对晚古生代后造山岩体进行研究。

该岩体位于阿尔泰造山带中南部,南、中阿尔泰块体的结合部位。其北侵入于长条形片麻状同造山花岗岩体(乌里奇岩体),并切割了其南界;南侧侵入于泥盆纪(?)康布铁堡组黑云母斜长片麻岩中(图 1)。根据笔者新获得的 460 ~ 370Ma 的片麻状花岗岩锆石 SHRIMP 年龄,该片麻岩主期变质的时间应该在 460 ~ 370Ma 之间。在该岩体侵位时期,围岩已经抬升到地壳浅层次(低绿片岩相环境)。岩体总体呈不规则圆形状(图 1),无变形,即使在边部也未见明显的片麻理(只是在局部可见岩浆流动成分条带),故不具有边强中弱的应变型式。被切割的区域片麻理并没有明显的韧性变形弯曲。岩体组成较单一,岩石主要为呈灰白色,块状构造,岩性为中粗粒含斑、中粒、中细粒黑云母二长花岗岩和二云母二长花岗岩。

3 样品概况及测试方法

样品由岩体南部到中部连续采集(岩性见表 2)。岩性均为不同粒级的(含白云母)黑云母二长花岗岩。矿物组成主要为斜长石(20 ~ 40%)、碱性长石(25 ~ 45%)、石英(20 ~ 25%)、黑云母(2 ~ 5%),有些岩石含少量白云母(1 ~ 3%)和角闪石(1%)。斜长石发育聚片双晶,碱性长石为微斜长石。有些白云母为原生,有些白云母和绢云母为斜长石次生变化产物。副矿物主要有磷灰石、榍石和锆石。

锆石 SHRIMP 测年是在北京离子探针中心完成。详细分析流程(宋彪等, 2002)与 Compston *et al.* (1992) 方法相同。应用 RSE 的锆石 SL13(572Ma, 238ppm)标定样品的 U、Th、Pb 含量, Tempra(417Ma)进行年龄校正。普通铅根据实测的²⁰⁴Pb 进行校正。年龄计算和图解使用 SQUID(1.02)和 ISOPLOT 程序(Ludwig, 1999)。同位素比值误差为 1σ, 加权平均年龄具 95% 的置信度。

常量、微量元素分析在西北大学大陆动力学教育部重点实验室完成。除 FeO 和烧失量(LOI)采用标准湿化学法分析外,其它主量元素用制成的碱熔玻璃片在日本理学 RIX2100 XRF 仪上测定,并经 BCR-2 和 GBW07105 标样监控,元素分析误差小于 5%。微量元素在美国 Perkin Elmer 公司 Elan 6100DRC ICP-MS 上分析测定,测试过程经 AVG-1、

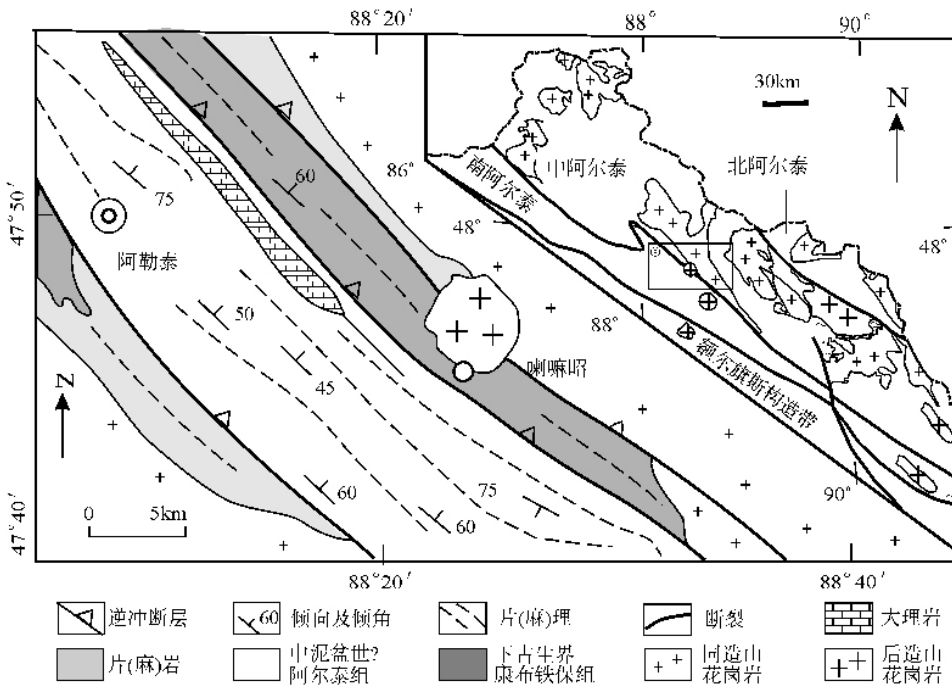


图1 阿尔泰造山带花岗岩及喇嘛昭岩体地质简图(据 Windley *et al.* (2002) 编绘)

Fig.1 Simplified geological map for granitoids from the Altai orogen and the Lamazhao pluton (modified from Windley *et al.*, 2002).

BCR-1 和 BHVO-1 国际标样监控,同时作空白样进行质量监控。详细的分析方法见 Gao *et al.* (1999)。Co、Ni、Zn、Ga、Rb、Y、Zr、Nb、Hf、Ta 和 REE(除 Hf 和 Lu)等元素分析精度优于 5%,其它低浓度元素的分析精度介于 5%~10% 之间。

Sr、Nd 同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所同位素超净室完成。实验流程见已有文献叙述(Qiao, 1998)。Sr 同位素比值测定采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行质量分馏校正, Rb-Sr 全流程空白本底约为 $2 \times 10^{-10} \sim 5 \times 10^{-10} \text{g}$, Nd 同位素分馏用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 校正, Sm-Nd 分析流程空白本底约为 $5 \times 10^{-12} \text{g}$ 。在有关参数的计算中,采用了本次研究新获得的锆石 U-Pb 年龄。

4 测试结果

4.1 锆石 SHRIMP 年龄

从样品 258 选出了锆石。其形态复杂,有短柱状、长柱状、长板状,有些形态有一定程度的圆化。内部发育较完好的岩浆振荡环带和扇状分带结构,显示岩浆锆石特点(图 2)。这些锆石含有很多包体和残留核(岩浆结晶核),裂纹发育,给定年带来了很大的困难。在众多的锆石中通过锆石阴极发光图像研究,选择了 15 个锆石进行了 SHRIMP 测定;其中 10 个测点集中,给出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $276 \pm 9 \text{Ma}$ (MSWD = 1.1)(表 1,图 3),可代表该样品的年龄。

需要说明的是,第 5 和 8 号点普通铅异常高,加之 ^{207}Pb

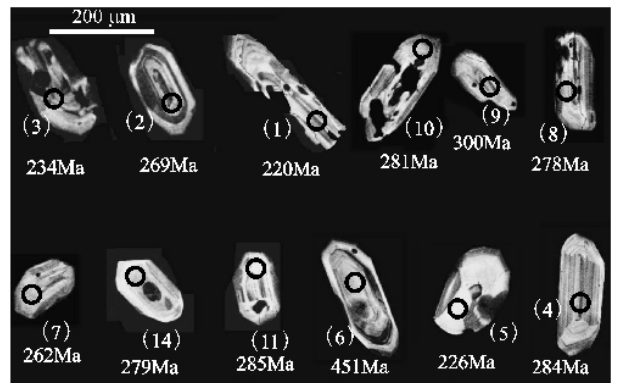


图2 喇嘛昭花岗岩锆石阴极发光图像及部分 SHRIMP 测年数据(编号与表 1 中的序号对应)

Fig.2 CL image of zircon grains of the Lamazhao granite and some SHRIMP data (data number is the same as that in table 1).

误差大,没有给出有关参数。1、3 号测点分别为 220Ma、233Ma。出现该年龄的原因还有待于进一步研究,可能是测试过程中的问题(3 号点偏离了多数锆石集中区),也可能是后期热事件(如流体作用)的影响。例如 5 号测点似乎位于重结晶区域(尽管 Th/U 比值较高),其切割了早期振荡环带(图 2),而且内部看不出残留早期结晶环带。这似乎具有新锆石生长的特点。该年龄没有参与岩体成岩年龄的计算。其余 10 个测点相对集中,尽管它们之间有较大的年龄

表 1 喇嘛昭花岗岩体(258)锆石 U-Pb SHRIMP 测年数据

Table1 U-Pb SHRIMP zircon data of Lamazhao granitoid

测点	% $^{206}\text{Pb}_e$	ppm U	ppm Th	^{232}Th / ^{238}U	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄	$^{207}\text{Pb}^*$ / $^{206}\text{Pb}^*$	%	$^{207}\text{Pb}^*$ / ^{235}U	%	$^{206}\text{Pb}^*$ / ^{238}U	%
1	2.74	272	111	0.42	8.36	220 ± 11	78 ± 430	0.0476	18	0.228	19	0.0347	5.1
2	4.01	332	172	0.53	12.6	269 ± 14	-204 ± 780	0.042	31	0.249	32	0.0426	5.2
3	2.25	408	123	0.31	13.2	234 ± 12	50 ± 300	0.0470	13	0.239	14	0.0369	5.1
4	3.30	170	125	0.76	6.83	284 ± 14	-266 ± 360	0.0414	14	0.257	15	0.0451	5.2
5	10.77	108	73	0.70	3.71	226 ± 16						0.0357	7.3
6	1.58	189	69	0.38	12.0	451 ± 22	-71 ± 400	0.0447	16	0.446	17	0.0724	5.2
7	6.72	131	95	0.75	4.99	262 ± 14	-117 ± 810	0.044	33	0.251	33	0.0415	5.4
8	13.52	170	117	0.71	7.45	278 ± 15						0.0440	5.6
9	4.26	227	94	0.43	9.70	300 ± 15	-437 ± 650	0.0387	25	0.254	25	0.0476	5.2
10	3.95	215	118	0.57	8.57	281 ± 14	442 ± 420	0.056	19	0.342	20	0.0445	5.1
11	2.83	215	87	0.42	8.57	285 ± 14	-173 ± 380	0.0429	15	0.267	16	0.0451	5.1
12	6.88	163	105	0.67	6.17	259 ± 13	793 ± 460	0.066	22	0.370	23	0.0410	5.3
13	3.72	290	204	0.73	12.2	296 ± 15	327 ± 290	0.0530	13	0.343	14	0.0470	5.1
14	5.99	113	70	0.64	4.55	279 ± 14	1 476 ± 320	0.092	17	0.56	18	0.0442	5.3
15	2.43	327	68	0.21	11.8	259 ± 13	222 ± 240	0.0506	10	0.286	11	0.0410	5.0

注：误差是 1σ ； Pb_e 和 Pb^* 分别表示普通铅和放射性成因铅；应用实测的 ^{204}Pb 进行普通铅校正。

差异(260 ~ 290 Ma) ,其中 ,有些为 260Ma 左右。它们是否是另一个事件的反映还不清楚。不过 ,考虑到这 10 个测点是连续变化的 ,且每个测量值误差较大 ,特别是这些锆石具有相似的特征 ,它们似乎属于同一成因和时代的锆石 ,故放在一起计算 ,给出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $276 \pm 9\text{Ma}$,MSWD = 1.1。值得注意的是 6 号测点给出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $451 \pm 22\text{Ma}$,该测点为残留核 ,且为岩浆锆石 (具有振荡带 ,Th/U 比较高) ,其年龄与该区获得的花岗质片麻岩锆石 SHRIMP 年龄一致 ,故为俘获或继承锆石的年龄。

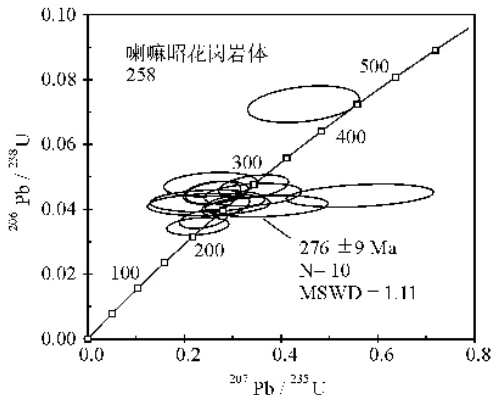


图 3 阿尔泰山带喇嘛昭花岗岩锆石 U-Pb 同位素一致图解

Fig. 3 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordia diagram showing the data for the Lamazhao granite

4.2 主量、微量元素地球化学

4 块有代表性样品的地球化学测试结果如表 2 和图 4 所示。可以看出 ,该岩体具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 72.4\% \sim 74.4\%$)、高碱 ($\text{K}_2\text{O} = 4.2\% \sim 4.9\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3.9\% \sim 4.3\%$) 和低 P_2O_5 (0.04% ~ 0.12%)、 FeO (0.35% ~ 1.1%)、 MgO (0.15% ~ 0.46%)、 TiO (0.14% ~ 0.28%) 和 CaO (0.67% ~ 1.44%) 的特点 , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值为 1.08 ~ 1.24 ,显示钾质花岗岩和钾玄岩系列特点 (Väisänen *et al.* , 2000)。 Al_2O_3 (13.8% ~ 14.5%) 高于一般的碱性花岗岩 (一般小于 12%)。铝饱和指数 [$\text{A}/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 克分子比值] 集中于 1.03 ~ 1.05 ,为准铝质到过铝质过渡特点 (图 4a、表 2)； A/NK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] 1.13 ~ 1.29；过碱指数 $\text{AKL}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ 为 0.57 ~ 0.66；里特曼指数 (σ) 为 2.13 ~ 2.59 (< 3.0) ,显示碱性到钙碱性过渡特点。在其它图解中也显示高钾钙碱性或高分异钙碱性花岗岩特点。在 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 、 $\text{SiO}_2 - \text{FeO}(\text{T})/\text{MgO}$ 和 $10000 * \text{Ga}/\text{Al-Nd}$ 等图解中位于碱性及 A 型花岗岩区 ,或其边界附近 ,似乎类似于某些铝质 A 型花岗岩 (邱检生等 , 2000 ; Kings , 1997) 。但是 ,以下微量元素特征表明它不是典型的 A 型花岗岩。

该岩石稀土元素总量较高 , $\sum \text{REE} = (139 \sim 185) \times 10^{-6}$,轻重稀土分馏不十分明显 ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.4 \sim 9.4$) , HREE 略富集 , 铕异常明显 ($\text{Eu}/\text{Eu} = 0.23 \sim 0.44$) 。在球粒陨石标准化的 REE 图解中 (图 5) ,具一定程度的“海鸥”

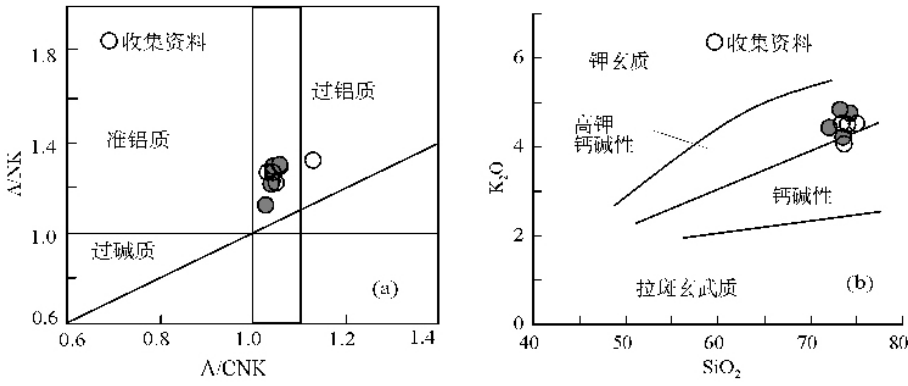


图4 阿尔泰山带喇嘛昭花岗岩常量元素的岩石类型图解

Fig. 4 Major element diagrams for rock types of the Lamazhao granites from the Altai.

(a) A/CNK-A/NK 图解; (b) K₂O-SiO₂ 图解(据 Peccerillo and Taylor, 1976)

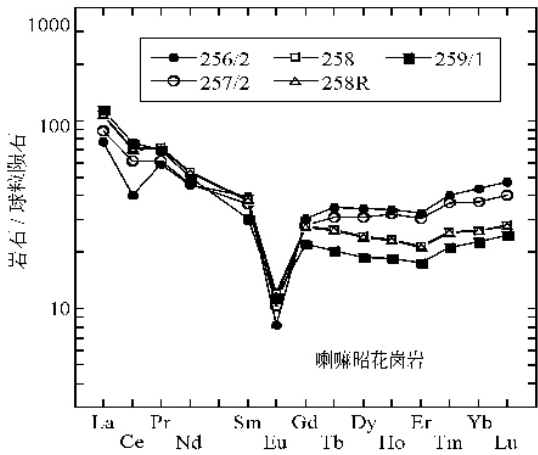


图5 阿尔泰山带喇嘛昭花岗岩体的稀土元素球粒陨石标准化(Sun and McDonough, 1989)分布模式。

Fig. 5 Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE distribution pattern for the Lamazhao granites.

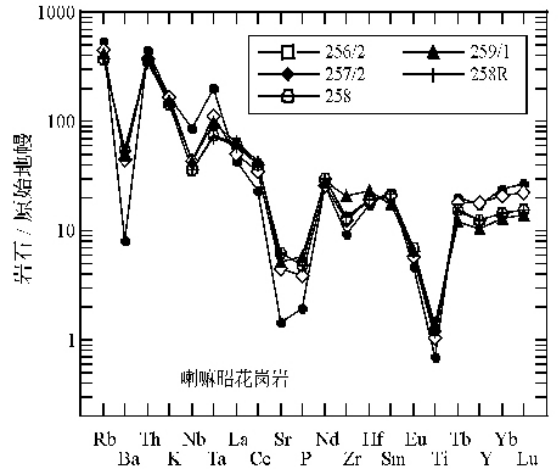


图6 阿尔泰山带喇嘛昭花岗岩体原始地幔标准化(Sun and McDonough, 1989)蜘蛛网图。

Fig. 6 Primitive mantle normalized (Sun and McDonough, 1989) spidergram for the Lamazhao granites

状分型式, 与该区同造山钙碱性花岗岩明显不同。在原始地幔标准化的蛛网图解中(图6), Rb、Th、K、La 正异常, Ba、Sr、P、Nb、Ti 负异常。Rb/Sr (2~11) 和 Rb/Ba (1~6) 比值高于典型的 I 型花岗岩, 而低于或接近于 A 型花岗岩。另外 Zr、Ce、Y 含量较低, 在 A 型花岗岩判别图解中, 样品均位于 I、S 型和 A 型花岗岩区边界附近(图7); 只是 Nb 较高, 在该图解样品点落在 A 型花岗岩区。这些特点似乎显示了 I、S 型和 A 型花岗岩的过渡特点。

4.3 Sr、Nd 同位素

3 个样品的测试结果列于表 3 中。样品的 Sr 初始值变化于 0.704~0.71659 之间, 没有出现 I_{Sr} 异常低的情况, 其所测结果可以用于有关问题的讨论。样品 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值为 0.512630~0.512675, ε_{Nd}(T) 值均大于 0, 为 +1.4~+2.8。

在 I_{Sr}-ε_{Nd}(T) 图解中, 都位于第 2、4 象限之间(图 8)。对于模式年龄, 为了便于比较, 文中分别给出了单阶段和双阶段模式年龄。从表 3 中可以看出, 有些样品(如 1 和 2 号样品)的 f_{Sm/Nd} 大于或接近于 -0.2, 其单阶段模式年龄没有意义(Jahn et al., 2000a), 故本文采用双阶段模式年龄(0.81~0.93)。而 3 和 4 号样品的 f_{Sm/Nd} 在正常范围(-0.2~-0.6)之内, 其单阶段模式年龄(0.85~0.94Ga)比较接近真实情况, 而且与双阶段模式年龄一致。

5 讨论

5.1 岩体成岩年龄及意义

喇嘛昭岩体(也称之为康布铁堡岩体)已经从不同方法进行了同位素年代学测试和研究, 如黑云母 Ar-Ar 主坪年龄

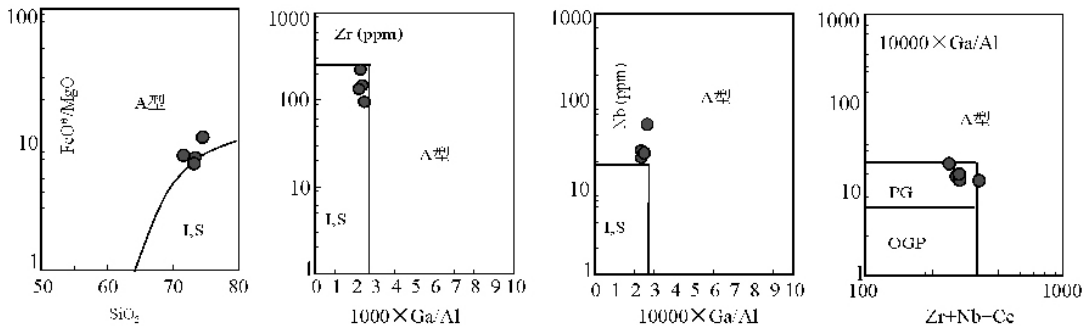


图7 阿尔泰造山带喇嘛昭花岗岩在 A 型花岗岩判别图解中的位置

I,S-I 型和 S 型花岗岩分布区;FG-分异的 I,S 型花岗岩分布区;OGT-I,S,M 型花岗岩分布区。图解据 Whalen (1987)。

Fig. 7 Locations of the Lamazhao granites in discrimination diagrams for A-type granites (after Whalen, 1987). I,S = field for I- and S-type granitoids, FG = field for fractionated I- and S-type granitoids, OGT = field for I-, S- and M-type granitoids.

185 ± 6Ma、全熔年龄 179 ± 21Ma 以及 214 ± 9Ma 的年龄信息 (胡蕊琴等,1997)、全岩 Rb-Sr 等时年龄 256 ± 5Ma (王中刚等,1998)、250Ma (邹天人等,1998) 和 291Ma (张湘炳等,1996)。最近, Windley *et al.* (2002) 进行了锆石 Pb-Pb 定年, 但数据分散, 没有获得确切年龄值, 只是给出了 260 ~ 290Ma 可能的年龄信息。上述野外和地球化学特征表明, 该岩体组成较均匀, 不是复式岩体。所以, 上述不同的测年结果是同位素复杂性的反映。

从 CL 图象可以看出 (图 2), 该岩体锆石内部结构和成分复杂, 含有很多包裹体 (这也是 A 型花岗岩的常见现象) 和一些残留核。对此, 一般的测年方法难于给出准确的结果。本次 SHRIMP 定年获得较好的结果。除了一个残留锆石点外, 其余 10 个测点集中于 276 ± 9Ma, 可以代表该岩体的成岩年龄。而上述 Ar-Ar 年龄可能是后期热事件的反映。220 ~ 230 Ma 锆石年龄也可能是其反映。250Ma 的 Rb-Sr 年龄也许可以解释为冷却年龄 (不过, 对于侵位较浅 (低绿片岩相) 后造山花岗岩体而言, 其冷却速率似乎有些过慢), 或者是另一个事件的反映。290Ma 的全岩 Rb-Sr 年龄代表的地质意义还更值得探讨。

除了喇嘛昭岩体外, 笔者在阿尔泰造山带还获得一些同时代 (270 ~ 290Ma) 的 A 型花岗岩和基性岩脉的锆石 SHRIMP 年龄 (待发表), 为双峰式岩浆作用的存在 (如王登宏等 2002, 李华芹等, 1998) 提供了有力证据。实际上, 在北疆乃至整个中亚造山带发育大量晚石炭纪-早二叠纪 (300 ~ 270Ma) 岩浆事件和二叠纪裂谷盆地, 如相邻的准葛尔地区的大量的花岗岩和 (超) 基性岩体 (脉) (如李华芹等, 1998; Han *et al.*, 2004; Chen *et al.*, 2004, 2005), 指示了大规模的地壳伸展。这是中亚造山带主期造山作用结束, 新的板内伸展岩浆作用的标志。阿尔泰造山带喇嘛昭岩体的定年为该事件提供了新的年代学制约; 另外, 也为钙碱性到碱性的连续过渡 (见下) 提供了年代学证据。

5.2 I-A 型花岗岩成因类型、岩石组合及构造环境

上述特点显示, 喇嘛昭岩体具有 I,S 型和 A 型花岗岩的过渡特点。如 ACNK (1.03 ~ 1.05) 不具有典型 S 型花岗岩特点, 而介于 S 和 I 型花岗岩之间。在微量元素方面, Rb、Th、K、La 富集, Ba、Sr、P、Nb、和 Ti 强烈亏损, 钕负异常明显 (Eu/Eu = 0.5 ~ 0.8), 其中, 钕负异常和 Ba、P、Ti 亏损说明有斜长石和磷灰石、榍石等副矿物分离结晶。这些元素的亏损和钕负异常似乎随分异程度增高 (SiO₂ 的增高) 而明显 (如图 6 样品 256/2)。一般而言, 碱性长石结晶分异也可以导致 Ba-Sr-Eu 的亏损, 而且岩浆分异晚期的流体作用可以使之更明显 (如 Jahn *et al.*, 2001)。喇嘛昭岩体锆石的特征就显示了这种流体作用的存在。另外, Nb、Ta 亏损又显示不具有典型 A 型花岗岩的特点, 而且上述地球化学特征也明显不同于阿尔泰乃至新疆地区典型的富碱花岗岩 (碱性花岗岩) (Zhao *et al.*, 2000)。在很多判别图解中, 样品主要分布于 I,S 型和 A 型花岗岩区边界一带 (如图 7), 也显示了过渡特点。这似乎有强分异的 I 型花岗岩或 A 型花岗岩特点 (特别是 Ba 的强亏损)。如果这样, 该岩体中出现少量的白云母 (除了一些次生的以外) 可能也是这种高分异作用产物, 故并不能作为 S 型花岗岩的指示标志。而个别岩石 (如样品 258) 含角闪石无疑是 I 型花岗岩的典型矿物学标志。所以, 喇嘛昭岩体应该是具有 I-A 型过渡特点的高分异的钙碱性花岗岩。这类高分异的花岗岩在中国境内的中亚造山带大量存在 (如 Jahn *et al.*, 2001; Wu *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2005)。所不同的是它们大都是中生代的, 而阿尔泰造山带的喇嘛昭岩体是晚古生代二叠纪的。

以往的研究和笔者新的资料表明, 在阿尔泰造山带发育二叠纪钙碱性和碱性花岗岩。喇嘛昭花岗岩的地球化学特征似乎介于这两者之间, 可能为其连续过渡提供了中间物证, 表明从钙碱性到碱性可能是连续过渡的。这种组合有两种成因: 同源岩浆演化分异 (如邻区准噶尔碱性花岗岩, Chen

表2 喇嘛昭花岗岩主量微量元素数据

Table 2 Major and trace element compositions of the Lamazhao granitoids

样号	256/2	257/2	258	258R	259/1	样号	256/2	257/2	258	258R	259/1
SiO ₂	74.40	73.28	73.35	73.37	72.37	Er	8.04	7.51	5.36	5.33	4.39
TiO ₂	0.14	0.21	0.25	0.24	0.28	Tm	1.43	1.30	0.92	0.90	0.76
Al ₂ O ₃	13.75	14.33	14.10	13.99	14.45	Yb	10.77	9.25	6.43	6.42	5.62
Fe ₂ O ₃	1.20	1.61	1.84	1.84	2.12	Lu	1.80	1.53	1.06	1.05	0.94
FeO	0.35	0.83	0.93	0.95	1.08	Y	73.65	76.23	53.87	53.89	44.67
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	REE	240.0	262.2	254.9	252.0	241.3
MgO	0.15	0.35	0.40	0.44	0.46	LR/HR	0.95	1.18	1.87	1.85	2.30
CaO	0.67	1.14	1.38	1.39	1.44	La/Yb	2.63	3.52	6.24	6.12	7.50
Na ₂ O	4.26	3.92	3.89	3.86	3.91	δEu	0.23	0.32	0.37	0.36	0.44
K ₂ O	4.76	4.87	4.19	4.18	4.42	(La/Yb) _N	1.77	2.38	4.21	4.13	5.07
P ₂ O ₅	0.04	0.08	0.10	0.10	0.12	Cr	2.03	3.78	4.80	4.71	6.16
Los	0.57	0.46	0.52	0.51	0.46	Co	1.28	1.71	2.23	2.20	2.52
Total	100.3	101.1	101.0	100.9	101.2	Ni	1.55	2.29	2.67	2.63	3.79
Mg#	0.16	0.22	0.22	0.23	0.22	V	8.32	13.43	15.42	15.88	16.82
A/CNK	1.03	1.04	1.05	1.04	1.04	Th	35.27	29.67	28.29	27.56	31.99
A/NK	1.13	1.22	1.29	1.29	1.29	Rb	320.0	266.0	227.2	226.6	248.6
δ	2.59	2.55	2.15	2.13	2.36	Sr	28.41	90.45	125.7	125.7	103.6
La	28.28	32.53	40.07	39.28	42.16	Ba	53.89	296.3	364.8	359.5	321.6
Ce	38.51	58.84	68.26	67.30	72.97	Cs	5.95	7.76	6.65	6.60	7.14
Pr	8.06	8.35	9.85	9.70	9.60	Ta	7.40	4.15	2.79	2.70	3.57
Nd	32.45	32.76	37.99	37.53	35.37	Nb	56.00	28.07	24.02	23.39	28.73
Sm	9.15	8.30	8.78	8.64	7.02	Hf	4.93	5.49	5.29	5.44	6.69
Eu	0.71	0.90	1.05	1.01	1.01	Zr	96.61	132.5	137.3	142.0	216.2
Gd	9.23	8.57	8.44	8.33	6.79	Ga	18.77	17.49	17.64	17.42	17.80
Tb	2.01	1.77	1.53	1.50	1.18	Sc	4.93	5.10	5.20	5.11	5.23
Dy	13.07	11.66	9.27	9.10	7.21	U	34.41	15.15	10.17	9.01	10.86
Ho	2.88	2.70	1.98	1.96	1.57						

A/CNK = mol Al₂O₃ / (Na₂O + K₂O + CaO); A/NK = molar (Al₂O₃ / Na₂O + K₂O); δ = molar (Na₂O + K₂O) / (Si₂O - 43).

W = Fe₂O₃ / (FeO + Fe₂O₃). 256/2 - 浅色中细二云母二长花岗岩; 257/2 - 灰白色黑云母二长花岗岩;

258 - 灰白中粒(含角闪石)黑云母二长花岗岩(含斑); 259/1 - 中粗含斑(含白云母)黑云母二长花岗岩; 258R 为检测样

et al., 2004); 不同源区同时熔融。由于阿尔泰造山带与中亚造山带一样, 花岗岩同位素特征普遍具有相似特征(如高如 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值), 这增加了鉴别这两种成因的难度。但是, 无论如何, 它们是有密切的时空关系和成因联系。如果碱性花岗岩可以作为后造山(或造山)的岩石学标志, 那么, 如同喇嘛昭花岗岩体的具有碱性和钙碱性过渡特点的花岗岩是否也可以作为这种标志?

从上述岩石地球化学、构造型式以及区域岩石组合特征分析, 喇嘛昭岩体为典型的后造山岩体。在主量元素上, 该花岗岩富碱, 贫铁; 在微量元素上, Y、Nb、Yb 含量高于弧花岗岩, 而 Nd 低于板内花岗岩。因此, 在主量、微量元素构造判别图中, 它们均位于板内或造山后或后碰撞区域。这些特征与该区同造山花岗岩相比更加明显。但是, 对于这种高

分异的花岗岩而言, 依据微量元素来判别构造环境效果并不好。不过, 重要的是, 该岩体的构造型式显示了相对拉张环境下被动定位的后构造特点; 特别是在区域岩浆组合及地质背景方面, 它是双峰式岩浆组合(李华芹等, 1998; 王登宏等, 2002)的组成部分。笔者最近对阿尔泰造山带发育较广的辉绿辉长岩脉获得了 280 Ma 的锆石 SHRIMP 年龄, 充分证实了这种双峰式岩浆活动的存在。所以, 这些特征一致显示喇嘛昭岩体形成于后造山或后碰撞的伸展构造环境。

根据前人和笔者的资料, 阿尔泰造山带中部地块主造山期或主碰撞期应该在 400 ~ 360 Ma 左右。一般后碰撞距同碰撞的时间较短(如 20 ~ 30 Ma 甚至 10 ~ 20 Ma, Sylvester, 1998)。而 270 Ma 左右的岩浆事件据主造山期或碰撞期时间太长。所以, 本文暂以该主期造山作用为时间标志, 将这些

表 3 喇嘛昭花岗岩 Sr、Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic composition of the Lamazhao granitoids

年龄	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ _m	I _{Sr}	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ _m	ε _{Nd} (0)	f _{Sm/Nd}	ε _{Nd} (T)	T _{DM-1}	T _{DM-2}	
Ma	(ppm)	(ppm)					(ppm)	(ppm)							(Ga)		
1	276	273.4	32.55	24.550	0.812990	31	0.71659	8.34	28.05	0.1798	0.512753	15	2.2	-0.09	2.8	1.78	0.81
2	276	173.6	125.47	4.011	0.725731	16	0.70998	7.09	28.17	0.1523	0.512630	12	-0.2	-0.23	1.4	1.29	0.93
3	276	236.2	118.60	5.774	0.727341	2	0.70467	6.21	30.01	0.1252	0.512655	18	0.3	-0.36	2.8	0.85	0.81
4	276	142.51	122.23	3.3784	0.723664		0.71040	6.46	31.94	0.1223	0.512586	0.5	-1.0	-0.38	1.6	0.94	0.91

注 ε_{Nd} = ((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_s / (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} - 1) × 10000, f_{Sm/Nd} = (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_s / (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} - 1, 其中, s = 样品, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} = 0.512638, (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} = 0.1966. T_{DM-1} = 1/λln(1 + ((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_s - 0.51315) / ((¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_s - 0.2137)). T_{DM-2} = T_{DM-1} - (T_{DM-1} - t)(f_{cc} - f_s) / (f_{cc} - f_{DM}); f_{cc}, f_s 和 f_{DM} 分别为地壳、样品和亏损地幔的 f_{Sm/Nd} 平均值; f_{cc} = -0.4, f_{DM} = 0.08592, t = 岩体侵入年龄. 1-256/2, 中细二云母二长花岗岩; 2-258, 灰白中粒(含角闪石)黑云母二长花岗岩(含斑); 3-259/1, 中粗含斑(含白云母)黑云母二长花岗岩. 4 号数据引自赵振华等(1993).

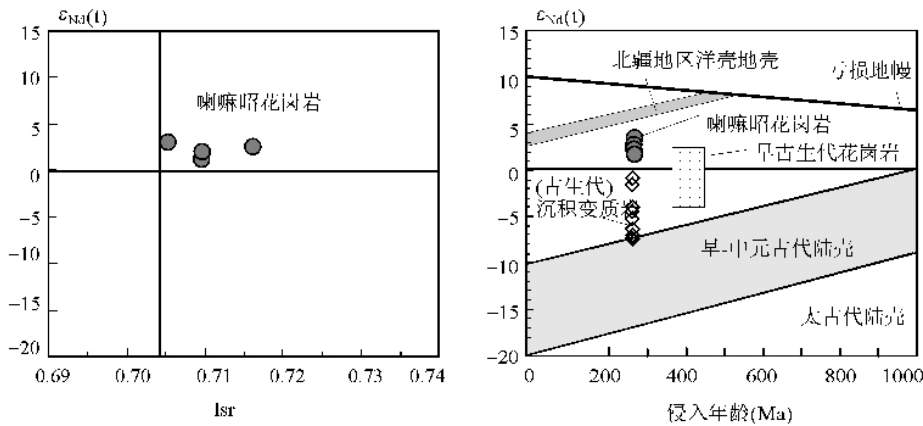


图 8 阿尔泰山喇嘛昭花岗岩体 I_{Sr}-ε_{Nd}(T)关系图(a)和侵入年龄-ε_{Nd}(T)关系图(b)

左图中早中元古代地壳的 Nd 同位素演化线据 Hu et al. (2000), 北疆洋壳转引自韩宝福等(1999)和 Hu et al. (2000)的资料编制, 10 个沉积变质岩据 Chen et al. (2002)数据以 276Ma 年龄计算; 早古生代花岗岩区域据 Chen et al. (2002)资料和我们未刊资料编制。

Fig. 8 I_{Sr}-ε_{Nd}(T) diagram (left) and intrusive age (Ma)-ε_{Nd}(T) diagram (right) for the Lamazhao granites from the Altai. The early-middle Proterozoic crust is from Hu et al. (2000), the oceanic crust of the northern Xinjiang from Han et al. (1997) and Hu et al. (2000), 10 data of metasedimentary rocks calculated from the data of Chen et al. (2002) at the age of 276 Ma, the Paleozoic granite field from Chen et al. (2002) and our unpublished data.

后构造岩体称之为后造山岩体(而不是后碰撞)。另外, 阿尔泰山带似乎具有增生造山的特点(如 Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004), 该时间之后该区似乎还有构造活动; 加之很多花岗岩并不是典型的(过)碱性花岗岩, 而是钙碱性-碱性、甚至钙碱性。所以, 本文没有将它们称之为非造山花岗岩。

一般认为, 阿尔泰山带后造山岩体主要分布于造山带南缘及额尔齐斯断裂。而本文确定的后造山花岗岩发育于造山带内部, 说明后造山岩浆作用不仅仅发育于南缘, 而有可能遍布全部造山带。

5.3 花岗岩物源及陆壳生长意义

喇嘛昭岩体 I-A 型花岗岩的过渡特点可能是源岩浆来

源复杂所致。例如, Nb 亏损和 Rb、K 富集以及铕负异常, 说明岩浆有地壳物质的贡献。它们并没有随着分异程度的增高而明显加强, 所以, 这种特点可能主要反映了母岩浆的特点。不过, 对于类似的高度分异花岗岩而言, 应用主量和微量元素讨论物源应该慎重。因此, 以下主要以 Nd 同位素初始值来讨论源区特征。该岩体的 ε_{Nd}(T) 值为正值 (+1.3 ~ +2.8), 反映了年轻幔源对花岗岩的贡献重要。Pb 同位素也显示了这种幔源特点(童英等, 待刊)。这说明, 喇嘛昭岩体可能是幔源与壳源物质混合的产物。这种含有年轻幔源组分是阿尔泰山花岗岩(赵振华等, 1993; Chen et al., 2002)和中亚造山带花岗岩的普遍特点, 揭示了显生宙大陆地壳生长(如 Han et al., 1997; Jahn et al., 2000a, b; Hu et al., 2000; Wu et al., 2000; 洪大卫等, 2000)。

大陆地壳生长有两种方式:水平生长和垂向生长。同造山(如俯冲阶段)正 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值花岗岩的幔源物质主要来自洋壳,故揭示了水平生长;而后造山正 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 花岗岩中的幔源组分来源和揭示的地壳生长方式复杂(1)幔源组分来自新底侵的幔源物质(显示垂向生长),如准噶尔 Wlungur 花岗岩(Han *et al.*, 1997);(2)已增生的年轻物质(洋壳及增生楔物质)再循环(如 Coleman, 1989; 洪大卫等, 2000; Hong *et al.*, 2004)(应属水平增生),如准噶尔后造山花岗岩(Chen *et al.*, 2004);(3)前造山底侵物质转换的基性下地壳(如吴福元等, 1997)反映了前造山垂向生长。仅从同位素地球化学要鉴别出这 3 种情况是比较困难。而通过同一地区同种类型的同造山、后造山花岗岩物源演变对比研究,也许可以提供一些信息。例如,笔者在东天山洪流河地区的研究获得良好的效果(王涛等,待刊)。阿尔泰造山带似乎也具有同样的特点。

从年龄- $\varepsilon_{Nd}(T)$ 图解中也可以看出(图 8),后造山喇嘛昭岩体的 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值远远高于古老地壳演化线,也高于古生代变质岩石,更重要的是,也略高于最有可能发生来源于洋壳幔源物质和(获)成熟度低的年轻地壳物质的同造山花岗岩。因此,它不可能熔自上述岩石,也不同于同造山花岗岩的物质来源(即使物质来源相同,从同位素演化规律讲,它的 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 也应该低于同造山),因此,有理由推测应该有新的年轻幔源物质的加入。这得到阿尔泰大量后造山基性岩浆侵入(280 Ma)的佐证。而且这些基性岩的 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值高达 +8.6 大大高于同造山基性侵入岩的 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值(+2)(王涛等,待刊),表明有较多的幔源物质加入到了地壳。另外,喇嘛昭花岗岩体不是典型的碱性(A型)花岗岩,而是具有一定陆壳物质特点的高分异的钙碱性花岗岩(I型花岗岩),因此,它的起源深度与同造山应该相差不大,故幔源物质也不大可能是来自比同造山花岗岩源区更深的前造山(如新元古代)底侵岩浆转换的基性下地壳。总之,上述分析显示,阿尔泰后造山花岗岩中的幔源组分应该有来自后造山阶段加入的幔源岩浆物质。这种新的年轻幔源组分通过花岗岩浆作用加入地壳,造成地壳的垂向生长。在中亚造山带很多地带已经鉴别出后碰撞或后造山阶段的幔源物质添入,造成地壳垂向生长(如 Han *et al.*, 1997; 韩宝福等, 1998; Jahn *et al.*, 2000a; b; Wu *et al.*, 2000; Kovalenko *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2004)。本文研究对此又提供了一个证据。如此多的地带具有这种特征,则说明显生宙大陆地壳不仅有与俯冲碰撞有关的水平生长,而且还有垂向生长。

值得指出的是,阿尔泰造山带是在古老地壳边缘基础上发育起来的(何国琦等, 1994; Windley *et al.*, 2002)。然而,即使在这样一个老陆块基础上,仍然发育正 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值后造山花岗岩,说明有较多的幔源物质加入到了地壳。这种情况在中亚造山带其他微陆块中也有表现(如 Wu *et al.*, 2000; 2002; Kovalenko *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2004)。如此多的地带具有这种特征,显示了较大规模的显生宙陆壳垂向生长。

6 结论

(1)综合构造、地球化学和区域地质背景分析,喇嘛昭岩体为阿尔泰造山带典型的后造山花岗岩体。锆石 SHRIMP 定年给出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $276 \pm 9 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.1),代表其形成年龄。这为阿尔泰造山带后造山岩浆作用提供了一个可靠年代学约束。

(2)该岩体为 I-A 过渡的高钾钙碱性或高分异钙碱性花岗岩的特点,属于 A 型和钙碱性型花岗岩的过渡类型。这为 A 型、A-I 型花岗岩和钙碱性花岗岩的组合系列及钙碱性到碱性岩浆的连续过渡提供了一个物证。

(3)该岩体 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值为正值(+1.3 ~ +2.8),模式年龄 T_{DM} 为 0.94 ~ 0.85 Ga。其 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值略高同一地点的同造山花岗岩。这说明,后造山花岗岩中的幔源物质不全是来自新增生的年轻物质(如洋壳和岛弧质),而有可能有新的底侵的幔源物质参与(同期的基性侵入岩提供了佐证)。这为中亚造山带后造山陆壳垂向生长提供了一个证据。

致谢 刘刘敦一、李锦轶研究员和何国琦教授有益的学术讨论和帮助,张任祜、乔广生研究员对样品的精心测试。以及两位评审人的修改建议,一并表示感谢!

References

- Chen B and Arakawa Y. 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(5): 1307-1320
- Chen B, Jahn B. M. 2002. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications. *Geol. Mag.*, 139(1): 1-13
- Chen B, Jahn B. M. 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 691-703
- Coleman RG. 1989. Continental growth of Northwest China. *Tectonics*, 8: 521-635
- Compton W, Williams IS, Kirschvink JL, Zhang Z, Guogan MA, 1992. Zircon U Pb ages for the Early Cambrian timescale. *J. Geol. Soc. London*, 149: 171-184
- Gao S, Ling W, Qiu Y, *et al.* 1999. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 2071-2088
- Han Baofu, He Guoqi, Wang Shiguang, Hong Dawei. 1998. Postcollisional mantle-derived magmatism and vertical growth of the continental crust in north Xinjiang. *Geological Review* 44(4): 396-406 (in Chinese with English abstract)
- Han Baofu, Ji Jianqing, Song Biao, Chen Lihui, Li Zonghuai. 2004. SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications. *CHINESE SCIENCE BULLETIN*, 49(22): 2424-2429
- Han Baofu, Wang Shiguang, Bor-ming Jahn, Hong Dawei, Hiroo

- Kagami, and Sun Yuanlin. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chemical Geology*, 138: 135–159
- Han BF, He G Q, and Wang S. 1999. Postcollisional mantle-derived magmatism, underplating and implications for basement of the Junggar Basin. *Science in China (D)* 42 (2): 113–119 (in Chinese)
- He Guoqi, Li Maosong, Liu Dequan, Tang Yanling, Zhou Ruhong. 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China. Urumuqi: Xinjiang People's Publishing House, 1–437 (in Chinese with extensional English abstract)
- Hong Dawei, Wang Shiguang, Xie Xilin, Zhang Jisheng, Wang Tao. 2004. Continental crustal growth and the supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sci.*, 23(5): 799–813
- Hong Dawei, Wang Shiguang, Xie Xinlin, Zhang Jisheng. 2000. Genesis of positive $\epsilon_{Nd}(T)$ granitoids in the Da Hinggar-Mongolia orogenic belt and continental crustal growth. *Earth Science Frontiers*, 7: 441–456 (in Chinese with English abstract)
- Hu Aiqin, Bor-ming Jahn, Zhang Guoxin, Chen Yibing, and Zhang Qianfeng. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence, Part I. Isotopic characteristics of basement rocks. *Tectonophysics*, 328: 15–51
- Hu AQ, Wang ZG and Tu GZ. 1997. Geological evolution and metallogenetic regularity in Northern Xinjiang. *Science Press, Beijing*, 52–62 (in Chinese)
- Jahn B M, Wu F and Hong D. 2000a. Important crustal growth in the Phanerozoic: Isotopic evidence of granitoids from east-central Asia. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, 109(1): 5–20
- Jahn B M, Wu F, Chen B. 2000b. Massive granitoid generation in central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, 23: 82–92
- Jahn BM, Wu FY, Capdevile R, Fourcade S, Wang YX, Zhao ZH. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an (Khangai) Mountains in NE China. *Lithos* 59: 171–198
- Kings PL, White AJR, Chappell BW, *et al.* 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. *J. Petrol.* 38: 371–391
- Kovalenko VI, Yarmolyuk VV, Kovach VP, Kotov AB, Kozakov IK, Salnikova EB and Larin AM. 2004. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 605–627
- Li Huaqin, Xie Caifu, Chang Hailiang. 1998. Mineralization and geochemistry of rare metal deposits from north Xinjiang. *Beijing: Geological Press*, 1–264 (in Chinese with English abstract)
- Li Jinyi, Xiao Wenjiao, Wang Kezhao, Sun Guihua, Gao Liming. 2003. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China. In: Mao Jingwen, Goldfarb, Seltman, Wang, Xiao & Hart (eds), *Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan*, IAGOD Guidebook Series 10: CERCAM/NHM, London, pp. 31–74
- Liu W, Siebel TW, Li XJ, Pan XF. 2005. Petrogenesis of the Linxi granitoids, northern Inner Mongolia of China: Constraints on basaltic underplating. *Chemical Geology*, (2005) (出版中)
- Ludwig KR. 1999. *Isoplot/Ex (Version 2.05): A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Spec. Pub., Berkeley Geochronology Center 1a, 43
- Peccerillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkalic volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 58–63–81
- Qiao Guangsheng. 1998. Normalization of isotopic dilution analyses—a new program for isotope mass spectrometric analysis. *Scientia Sinica (Series A)*, 31: 1263–1268
- Sengor AMC, Natal'in BA, and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364: 299–307
- Song Biao, Zhang Yuhai, Wan Yusheng, Jian Ping. 2002. The Mount Making for and the Procedure of SHRIMP Dating. *Geological Review*, 48(supp.) 26–30 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunderson, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication No. 42, pp. 313–345.
- Sylvester PJ. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29–44
- Väisänen M, Mänttari I, Kriegsman LM, Holt P. 2000. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*, 54: 63–81
- Wang Denghong, Chen Yuchuan, Xu Zhigang, Li Tiande, Fu Xujie. 2002. *Mineraogenetic Series of Mineral Deposits and Regularity of Mineralization in the Altai Metallogenic Province, Xinjiang, China*. Beijing: Atomic Energy Press, 1–498 (in Chinese)
- Wang Tao, Zheng Yadong, Li Tianbin, Gao Yongjun. 2004. Mesozoic granitic magmatism in extensional tectonics near the Mongolian border in China and its implications for crustal growth. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 715–729
- Wang Zhonggang, Zhao Zhenhua. 1998. Geochemistry of the granitoids in Altay. *Beijing: Science Press*, 1–152 (in Chinese with English abstract)
- Whalen JB, Currie KL, Chappell BW. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407–419
- Windley FB, Kroner A, Guo J, Qu G, Li Y, Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution. *The Journal of Geology*, 110: 719–737
- Wu Fuyuan, Sun De-you, Li Huimin, Jahn Bor-ming, Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187: 143–173
- Wu Fuyuan, Jahn Bor-ming, Wilde Simon, Sun Deyou. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328: 89–113
- Wu FY, Jahn BM, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC, Sun DY. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241–273
- Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC, Sun DY. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos* 67: 191–204
- Xiao W, Windley BF, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K, Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 339–342
- Zhao ZH, Bai ZH, Xiong XL, Mei HJ, Wang YX. 2000. Geochemistry of alkali-rich igneous rocks of northern Xinjiang and its implications for geodynamics. *Acta Geol. Sin.* 74: 321–328
- Zhuang Yuxun. 1993. *Tectonothermal evolution in Space and Time and Orogenic Process of Altaid, China*. Jilin Scientific and Technological Publishing House, Changchun (in Chinese with English abstract)
- Zou Tianren, Cao Huizh, Wu Boqing. 1989. Orogenic and anorogenic granitoids of Altay mountains of Xinjiang and their discrimination criteria. *Acta Geologica Sinica* 2(1): 45–64
- Zou TR, Zhang XC, Jia FY, Wang RC, Cuo HZ, Wu BQ. 1986. The origin of No. 3 pegmatite in Alrayshan, Xijiang. *Mineral Deposits*, 5: 34–48 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 韩宝福, 何国琦, 王式光, 洪大卫. 1998. 新疆北部碰撞后幔源岩浆活动与陆壳纵向生长. *地质论评* 44: 396–409

- 韩宝福, 何国琦, 王式光. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学(D辑) 29(1): 16-21
- 何国琦, 李茂松等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 新疆人民出版社和香港文化教育出版社. 1-437
- 洪大卫, 王式光, 谢锡林, 张季生. 2000. 兴蒙造山带正 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长. 地质前缘 7: 441-456
- 胡霏琴, 王中刚, 涂光炽, 等. 1997. 新疆北部地质演化及成矿规律. 北京: 科学出版社, 52-62
- 李华芹, 谢才富, 常海亮等. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 1-264
- 刘伟. 1993. 新疆阿尔泰山地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展演化. 新疆地质科学(第4辑) 35-50, 地质出版社
- 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, Brent I. A. Melnes. 2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因. 地球化学, 29(4): 313-321
- 宋彪, 张玉海, 万渝生等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品制靶、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评 48(增刊) 26-30
- 王登红, 陈毓川, 徐志刚等. 2002. 阿尔泰山成矿省的成矿系列及成矿规律. 北京: 原子能出版社, 1-493
- 王中刚, 赵振华, 邹天人等. 1998. 阿尔泰山花岗岩类地球化学. 北京: 科学出版社, 1-152
- 吴福元, 江博明(Jahn Bor-ming), 林强. 1997. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. 科学通报, 42: 2188-2192
- 吴福元, 孙德有, 林强. 1999. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生. 岩石学报, 15(2): 181-189
- 岳永君, 王式光, 何国琦. 1990. 中国阿尔泰山带中花岗岩类的成因类型及其在地壳演化中的意义. 新疆地质科学(第2辑) 72-85, 地质出版社
- 张湘炳, 陈静霞等. 1996. 额尔齐斯构造带构造演化与成矿系列. 北京: 科学出版社, 9-49
- 赵振华, 王中刚, 邹天人, 增田章. 1993. 阿尔泰山花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩模型. 新疆北部固体地球科学新进展(涂光炽主编) 北京: 科学出版社, 239-266