

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

# 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长

韩宝福 何国琦 王式洸

洪大卫

(北京大学地质学系, 100871) (中国地质科学院岩石圈研究中心, 北京, 100037)

**内容提要** 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动强烈。Nd、Sr 和 Pb 同位素资料表明, 在 330~250 Ma 的后碰撞期间, 有大量的幔源花岗岩类和少量的镁铁—超镁铁杂岩在上地壳侵位。与加里东、海西和喜马拉雅等造山带起源于再循环陆壳的花岗岩类不同, 新疆北部后碰撞岩浆岩一般表现出  $\epsilon_{Nd}(t)$  值高、( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub> 值相对较低、Nd 和 Pb 模式年龄年轻等特点。阿尔泰山和天山的一些后碰撞花岗岩类可能具有陆壳源区的特点或表现出地壳物质对幔源岩浆及其分异产物有不同程度的混染, 东、西准噶尔花岗岩类很少甚至没有受到陆壳物质混染。新疆北部后碰撞花岗岩类和镁铁—超镁铁杂岩主要是幔源岩浆及其分异产物在上地壳侵位的结果。这些幔源花岗岩类代表了新生的初始地壳, 其时代可代表地壳形成时代。在后碰撞阶段, 新疆北部的陆壳以纵向生长为特征。

**关键词** 陆壳生长 地幔 花岗岩类 同位素 显生宙 新疆

陆壳生长是地球科学中一个十分重要的问题, 一直受到各国学者的高度重视。所谓陆壳生长是幔源岩浆及其分异产物通过各种地质过程添加到陆壳中, 导致陆壳体积和面积的增加。目前对于地质历史中陆壳生长问题还存在不同的认识。一般认为, 显生宙陆壳生长很小或者不重要, 甚至为负增长<sup>[1]</sup>, 即陆壳在前寒武纪就已经基本形成, 显生宙期间主要是陆壳再循环的过程。在研究陆壳生长的问题中, 最重要的是要识别出幔源的岩浆岩, 而同位素地球化学在探讨这个问题中具有特别重要的意义。利用岩浆岩的同位素资料能够区分起源于地幔和再循环陆壳的岩浆岩, 进而能够对陆壳生长提供约束。研究表明, 加里东、海西和喜马拉雅等显生宙造山带的花岗岩类起源于再循环的陆壳, 它们均以负的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为特征<sup>[2]</sup>, 而像加拿大科迪勒拉<sup>[3,4]</sup>和北美东北部<sup>[5,6]</sup>的岩石则具有正的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值, 代表了显生宙从地幔分异出来的新生陆壳。

新疆北部包括天山、阿尔泰山和准噶尔盆地的周边地区, 以发育古生代造山带为特征, 是东亚—中亚巨型造山拼贴带的重要组成部分, 显生宙陆壳生长非常重要<sup>[7]</sup>。一般认为, 新疆北部最终的板块碰撞发生于早石炭世期间<sup>[8~10]</sup>, 而大量的花岗岩类和少量的镁铁—超镁铁杂岩是在晚石炭世和二叠纪期间侵位的, 同位素年龄在 330~250 Ma 之间。这些后碰撞岩浆岩可以分为两类: 一类是花岗岩类, 包括闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩、碱性长石花岗岩和碱性花岗岩; 另一类由镁铁—超镁铁杂岩, 以辉长岩类为主。近年来发表的新疆北部后碰撞岩浆岩的 Sr、Nd 和 Pb 同位素资料显示, 许多后碰撞岩浆岩起源于非常年轻的物质, 其中上地幔组份十分明显或占主导地位, 表明在后碰撞时期, 新疆北部发生了重要的陆壳生长。

## 1 Nd 同位素

新疆北部后碰撞岩浆岩具有非常鲜明的同位素特征。在 Nd 同位素方面(表 1), 阿尔泰

表 1 新疆北部后碰撞岩浆岩的 Sm-Nd 同位素数据

Table 1 Sm-Nd isotopic data of postcollisional magmatic rocks from North Xinjiang

岩体	岩性	时代 (Ma)	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM}}$ (Ma)	资料来源
切买切克	片麻状黑云母花岗岩	290*	3.38	15.87	0.1287	0.512550	-0.35	-1.72	+0.80	1062	[11]
切买切克	片麻状黑云母花岗岩	290*	11.18	65.41	0.1040	0.512361	-0.47	-5.40	-1.98	1096	[11]
乌齐里克他马	片麻状黑云母花岗岩	290*	9.27	40.30	0.1391	0.512458	-0.29	-3.51	-1.39	1417	[11]
可可托海北	片麻状黑云母花岗岩	330*	12.73	64.51	0.1192	0.512479	-0.39	-2.75	+0.45	1059	[11]
塔别旗	片麻状黑云母花岗岩	290*	4.44	21.25	0.1264	0.512573	-0.36	-1.27	+1.33	998	[11]
哈拉阿依厥火	石英闪长岩	290*	5.37	22.97	0.1414	0.512505	-0.28	-2.59	-0.55	1356	[11]
佳木开(大桥)	片麻状黑云母花岗岩	290*	7.85	40.71	0.1167	0.512213	-0.41	-8.29	-5.34	1458	[11]
将军山	天河石花岗岩	290*	9.67	42.88	0.1362	0.512648	-0.31	+0.20	+2.46	976	[11]
将军山	天河石花岗岩	290*	9.98	44.23	0.1363	0.512632	-0.31	-0.12	+2.14	1008	[11]
萨尔布拉克	闪长岩	290	3.52	16.63	0.1279	0.512773	-0.35	+2.63	+5.18	668	[12]
布尔根	花岗闪长岩	290	3.93	19.54	0.1216	0.512672	-0.38	+0.66	+3.42	792	[12]
布尔根	钾长花岗岩	250	6.46	30.37	0.1287	0.512736	-0.35	+1.91	+4.10	733	[12]
布尔根	钠闪石花岗岩	250	11.74	56.07	0.1267	0.512555	-0.36	-1.62	+0.64	1029	[12]
二台	碱性辉长岩	290	5.55	23.68	0.1417	0.512906	-0.28	+5.23	+7.27	514	[12]
二台	碱性正长岩	290	3.26	14.83	0.1331	0.512323	-0.32	-6.14	-3.81	1335	[12]
东准噶尔	英云闪长岩—奥长花岗岩	316							+9		[13]
东准噶尔	花岗闪长岩—花岗岩	300							+7		[13]
孔吾萨依	钾长花岗岩	290	6.99	31.57	0.1339	0.512662	-0.32	+0.47	+2.80	926	[14]
乌拉斯坦	花岗闪长岩	290	3.65	14.27	0.1550	0.512701	-0.21	+1.23	+2.76	1165	[14]
祖鲁洪	二长花岗岩	290	6.51	24.54	0.1605	0.512732	-0.18	+1.83	+3.14	1206	[14]
喀孜别克	碱长花岗岩	290	3.21	13.01	0.1483	0.512656	-0.25	+0.35	+2.17	1131	[14]
查干浑迪	碱长花岗岩	290	3.30	14.91	0.1341	0.512643	-0.32	+0.10	+2.43	962	[14]
查干浑迪	花岗岩	290	3.93	14.39	0.1653	0.512516	-0.16	-2.38	-1.21	1990	[15]
查干浑迪	花岗岩	290	4.36	15.28	0.1725	0.512506	-0.12	-2.58	-1.67	2380	[15]
查干浑迪	花岗岩	290	4.01	13.96	0.1739	0.512498	-0.12	-2.74	-1.88	2490	[15]
克拉玛依东	碱性花岗岩中磷灰石	321	551	3560	0.0935	0.512727	-0.52	+1.74	+6.00	661	[16]
克拉玛依东	碱性花岗岩中榍石	321	712	3112	0.1402	0.512831	-0.29	+3.76	+6.10	456	[16]
布尔克斯岱	碱性长石花岗岩	314	5.06	23.92	0.1280	0.512779	-0.35	+2.75	+5.65	540	[17]
布尔克斯岱	辉绿玢岩	329	1.28	6.77	0.1144	0.512779	-0.42	+2.75	+6.06	654	[17]
结尔德喀拉	碱性花岗岩	300	13.49	70.58	0.1155	0.512792	-0.41	+3.00	+6.09	557	[18]
结尔德喀拉	碱性花岗岩	300	13.33	67.13	0.1201	0.512829	-0.39	+3.73	+6.67	523	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	15.09	88.33	0.1033	0.512788	-0.47	+2.93	+6.47	501	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	14.74	76.43	0.1166	0.512806	-0.41	+3.28	+6.37	541	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	9.90	42.75	0.1400	0.512811	-0.29	+3.38	+5.56	702	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	16.60	78.29	0.1282	0.512817	-0.35	+3.49	+6.13	594	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	12.33	62.52	0.1192	0.512797	-0.39	+3.10	+6.04	570	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	9.96	45.55	0.1323	0.512827	-0.33	+3.69	+6.17	606	[18]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	300	5.15	19.79	0.1574	0.512848	-0.20	+4.10	+5.61	819	[18]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	300	12.02	56.00	0.1297	0.512769	-0.34	+2.56	+5.12	692	[18]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	300	9.59	33.68	0.1722	0.512877	-0.12	+4.66	+5.56	1003	[18]
南塔斯嘎克	碱性花岗岩	300	9.30	46.29	0.1214	0.512751	-0.38	+2.20	+5.06	660	[18]
南塔斯嘎克	碱性花岗岩	300	2.94	17.24	0.1031	0.512737	-0.48	+1.93	+5.54	570	[18]
南塔斯嘎克	碱性花岗岩	300	9.08	34.09	0.1611	0.512847	-0.18	+4.08	+5.44	878	[18]
也布山	碱性长石花岗岩	270	7.06	32.09	0.1330	0.512811	-0.32	+3.38	+5.55	641	[19]
也布山	碱性长石花岗岩	270	5.52	26.19	0.1275	0.512816	-0.35	+3.47	+5.84	591	[19]

(续表1)

岩体	岩性	时代 (Ma)	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM}}$ (Ma)	资料来源
也布山	碱性长石花岗岩	270	7.51	31.28	0.1427	0.512827	-0.27	+3.69	+5.52	694	[19]
也布山	碱性长石花岗岩	270	7.10	31.37	0.1368	0.512834	-0.30	+3.82	+5.82	627	[19]
也布山	碱性长石花岗岩	270	6.55	32.73	0.1211	0.512788	-0.38	+2.93	+5.51	597	[19]
阿舍勒	流纹斑岩	294	2.78	9.69	0.1736	0.512777	-0.12	+2.71	+3.57	1404	[20]
阿舍勒	流纹斑岩	294	0.980	3.23	0.1815	0.512832	-0.08	+3.78	+4.35	1484	[20]
阿舍勒	英安斑岩	296	1.17	4.13	0.1717	0.512813	-0.13	+3.41	+4.53	1210	[20]
阿舍勒	英安斑岩	296	1.23	4.21	0.1766	0.512727	-0.10	+1.74	+2.50	1715	[20]
康古尔	流纹岩	300	0.306	0.928	0.1997	0.512655	+0.02	+0.33	+0.22	5139	[20]
康古尔	流纹岩	300	0.085	0.313	0.1645	0.512606	-0.16	-0.62	+0.61	1666	[20]
康古尔	英云闪长岩	275	1.25	4.62	0.1639	0.512763	-0.17	+2.44	+3.59	1172	[20]
康古尔	英云闪长岩	275	0.304	0.996	0.1846	0.512632	-0.06	-0.12	+0.31	2654	[20]
尼勒克	石英钠长斑岩	248	0.284	1.75	0.0978	0.512518	-0.50	-2.34	+0.79	829	[20]
尼勒克	石英钠长斑岩	248	1.51	8.35	0.1092	0.512542	-0.45	-1.87	+0.93	884	[20]
喀拉通克	黑云角闪橄榄苏长岩	298	3.92	17.59	0.1350	0.512860	-0.31	+3.75	+6.07	620	[20]
喀拉通克	黑云角闪橄榄苏长岩	298	5.17	22.90	0.1365	0.512821	-0.31	+3.57	+5.89	650	[20]
喀拉通克	黑云角闪橄榄苏长岩	298	6.15	28.81	0.1338	0.512827	-0.32	+3.69	+6.08	617	[20]
喀拉通克	斜长方辉橄榄岩	298	3.49	16.91	0.1246	0.512802	-0.37	+3.20	+5.97	596	[20]
喀拉通克	斜长方辉橄榄岩	298	1.47	4.29	0.2069	0.512964	+0.05	+6.36	+5.98	4126	[20]
喀拉通克	闪长岩	298	11.05	52.19	0.1280	0.512808	-0.35	+3.32	+5.94	609	[20]
黄山	斜长角闪二辉橄榄岩	309	0.91	2.63	0.1859	0.512952	-0.06	+6.13	+6.60	1085	[20]
黄山	斜长角闪二辉橄榄岩	309	1.06	3.23	0.1980	0.512985	+0.01	+6.77	+6.69	1599	[20]
黄山	斜长角闪二辉橄榄岩	309	0.99	3.84	0.1565	0.512900	-0.20	+5.11	+6.66	667	[20]
黄山	辉长苏长岩	309	2.64	10.02	0.1594	0.512902	-0.19	+5.15	+6.62	697	[20]
黄山	斜长角闪二辉辉石岩	309	1.69	5.27	0.1935	0.512971	-0.02	+6.50	+6.66	1349	[20]
黄山	斜长角闪二辉辉石岩	309	1.13	3.47	0.1967	0.512979	0.00	+6.65	+6.65	1530	[20]
黄山	斜长辉长苏长岩	309	1.53	4.76	0.1948	0.512975	-0.01	+6.57	+6.65	1575	[20]
黄山	斜长角闪橄榄岩	309	0.78	2.66	0.1776	0.512939	-0.10	+5.87	+6.65	891	[20]
黄山东	钛铁辉长闪长岩	320	1.55	5.50	0.1706	0.512985	-0.13	+6.77	+7.81	584	[20]
黄山东	钛铁辉长闪长岩	320	1.53	5.29	0.1754	0.512992	-0.11	+6.91	+7.79	629	[20]
黄山东	钛铁辉长闪长岩	320	1.57	5.35	0.1775	0.513001	-0.10	+7.08	+7.88	602	[20]
黄山东	角闪橄榄辉长岩	320	1.46	5.12	0.1727	0.512989	-0.12	+6.86	+7.81	599	[20]
黄山东	角闪橄榄辉长岩	320	1.43	4.99	0.1739	0.512993	-0.12	+6.92	+7.88	602	[20]
黄山东	角闪橄榄辉长岩	320	1.55	5.64	0.1683	0.512976	-0.14	+6.59	+7.71	585	[20]
乔勒铁克西	辉长岩全岩	324	3.32	10.70	0.1875	0.512807	-0.05	+3.30	+3.68	1907	[21]
乔勒铁克西	辉长岩中斜长石	324	3.76	16.91	0.1346	0.512699	-0.32	+1.19	+3.76	856	[21]
乔勒铁克西	辉长岩中辉石	324	5.12	13.69	0.2262	0.512894	+0.15	+4.99	+3.78	-3328	[21]
琼阿乌孜	辉长岩全岩	314	3.83	18.41	0.1260	0.512233	-0.36	-7.90	-5.07	1585	[21]
琼阿乌孜	辉长岩中斜长石	314	0.655	5.20	0.0763	0.512135	-0.61	-9.81	-5.00	1128	[21]
琼阿乌孜	辉长岩中辉石	314	5.30	24.7	0.1298	0.512248	-0.34	-7.61	-4.93	1632	[21]
苏鲁	辉长岩全岩	322	2.93	8.82	0.2006	0.512974	+0.02	+6.55	+6.40	1964	[21]
苏鲁	辉长岩中辉石	322	3.51	9.54	0.2224	0.513024	+0.13	+7.45	+6.40	-2541	[21]
菁布拉克	橄榄辉长岩	320	1.39	5.43	0.1552	0.512745	-0.21	+2.09	+3.79	1051	[21]
菁布拉克	辉石岩	320	2.41	9.21	0.1584	0.512756	-0.20	+2.30	+3.87	1058	[21]
喀拉达拉	橄榄辉长岩	320	4.18	15.28	0.1654	0.512880	-0.16	+4.72	+6.00	842	[22]
丘拉克特勒克	辉绿岩	320	8.53	46.67	0.1105	0.512543	-0.44	-1.85	+1.68	891	[22]

\* 根据测定值和初始值计算得到的近似时代。

山和天山的花岗岩类变化最大,  $\epsilon_{Nd}(t)$  值分别为  $-5.3 \sim +7.3$  [11,12] 和  $-8 \sim +4$  [13~15], 但大部分花岗岩类具有正的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值。西准噶尔 [16,17] 和东准噶尔 [13,18,19] 的花岗岩类却明显不同, 它们普遍以正的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为特征, 变化于  $+2.6 \sim +9$  之间, 其中东准噶尔花岗岩类最高的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $+9$  [13] (图 1)。在新疆北部 4 个含铜镍镁铁—超镁铁杂岩体中, 东准噶尔喀拉通克杂岩体的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $+5.9 \sim +6.1$  [20], 东天山黄山和黄山东杂岩体的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值分别为  $+6.5 \sim +6.7$  和  $+7.7 \sim +7.9$  [20], 在西天山菁布拉克杂岩体中, 除 1 个岩体的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $-5.0$  外, 其它岩体的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为  $+3.7 \sim +6.4$  [21,22]。

假设亏损地幔源的 Nd 同位素呈线性演化, 4.57Ga 时的  $\epsilon_{Nd}(t) = 0$ , 现今的  $\epsilon_{Nd}(t) = +10$ , 计算得到的亏损地幔模式年龄变化很大, 如果仅考虑正常陆壳的 Sm-Nd 分馏范围 ( $f_{Sm/Nd} = -0.2 \sim -0.6$  [23]), 阿尔泰山和天山后碰撞岩浆岩的模式年龄范围为 850~1600 Ma, 东、西准噶尔后碰撞岩浆岩的模式年龄相对较小, 在 500~1000 Ma 之间。

## 2 Sr 同位素

虽然有些后碰撞岩浆岩的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值变化很大 (表 2), 但大多数在 0.702~0.710 的范围内 (图 2)。此外, 还有一些花岗岩类具有低的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值。在西准噶尔, 扎和闪长岩体的 Rb-Sr 全岩等时线年龄是 266 Ma,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7040$  [30]; 锆石 U-Pb 年龄为 305 Ma 的一个小闪长岩体的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值在 0.7037~0.7078 之间, 另一个小闪长岩体的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值也较低, 变化于 0.7044~0.7061 之间 [31]。在东准噶尔, 红十井子黑云母花岗岩的单颗粒锆石

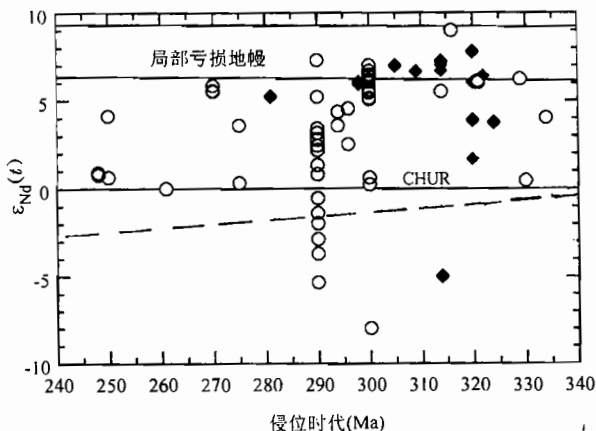


图 1 新疆北部后碰撞岩浆岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值与侵位时代图  
Fig. 1  $\epsilon_{Nd}(t)$  vs intrusive age plot for the postcollisional plutons of North Xinjiang

虚线表示中天山前寒武纪岩石的上限 [24,25], 局部亏损地幔范围是据准噶尔周边蛇绿岩 Nd 同位素成分 [26~29] 推测的。数据来源见表 1。  
◆—镁铁—超镁铁杂岩; ○—花岗岩类  
Dashed line is the upper limit of the Precambrian basement in Tianshan [24,25], and the range of local depleted mantle is defined by Nd isotope compositions of the ophiolites around the Junggar Basin [26~29].  
Data from table 1. ◆—mafic-ultramafic complex; ○—granitoid

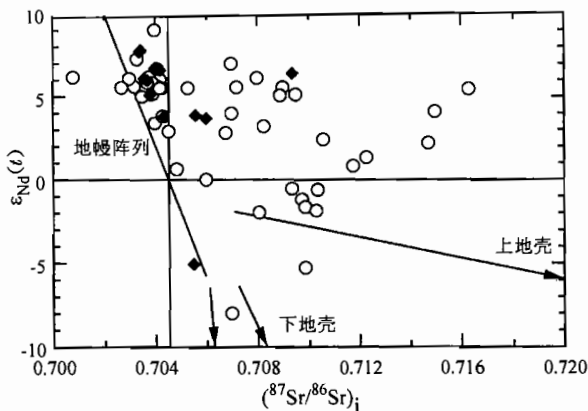


图 2 新疆北部后碰撞岩浆岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  与  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图  
Fig. 2  $\epsilon_{Nd}(t)$  vs  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  plot for the postcollisional plutons of North Xinjiang

数据来源见表 2; 图例同图 1  
Data from table 2; symbols as in Fig. 1

表2 新疆北部后碰撞岩浆岩的Rb-Sr同位素数据

Table 2 Rb-Sr isotopic data of postcollisional magmatic rocks from North Xinjiang

岩体	岩性	时代 (Ma)	Rb ( $\times 10^{-6}$ )	Sr ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\left(\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}\right)_i$	资料来源
切买切克	片麻状黑云母花岗岩	290*	41.60	145.97	0.8251	0.715164	0.71176	[11]
切买切克	片麻状黑云母花岗岩	290*	64.77	196.42	0.9512	0.712002	0.70808	[11]
乌齐里克他马	片麻状黑云母花岗岩	290*	243.6	170.16	4.1328	0.727417	0.71036	[11]
塔别旗	片麻状黑云母花岗岩	290*	31.15	34.31	2.6301	0.723138	0.71228	[11]
哈拉阿依厥火	石英闪长岩	290*	8.29	312.82	0.0703	0.70964	0.70935	[11]
佳木开(大桥)	片麻状黑云母花岗岩	290*	78.48	152.18	1.4950	0.716031	0.70986	[11]
萨尔布拉克	闪长岩	290	16.84	760.95	0.0637	0.704183	0.70392	[12]
布尔根	花岗闪长岩	290	86.20	700.90	0.3542	0.705460	0.70400	[12]
布尔根	钾长花岗岩	250	255.14	56.12	11.6142	0.756287	0.71498	[12]
布尔根	钠闪石花岗岩	250	173.56	20.10			0.70484	[12]
二台	碱性辉长岩	290	14.37	965.32	0.0428	0.703495	0.70332	[12]
二台	碱性正长岩	290	21.35	158.45	0.3882	0.705971	0.70437	[12]
孔吾萨依	钾长花岗岩	290	201.5	74.66	7.847	0.739137	0.70676	[14]
乌拉斯坦	花岗闪长岩	290	106.0	188.1	1.639	0.711304	0.70454	[14]
祖鲁洪	二长花岗岩	290	192.7	82.44	6.798	0.736309	0.70826	[14]
喀孜别克	碱长花岗岩	290	292.0	35.64	23.82	0.813025	0.71472	[14]
查干浑迪	碱长花岗岩	290	236.0	45.19	15.20	0.773310	0.71057	[14]
查干浑迪	花岗岩	290	291.4	49.82	16.95	0.779691	0.70975	[15]
查干浑迪	花岗岩	290	289.8	38.69	21.72	0.799502	0.70987	[15]
查干浑迪	花岗岩	290	297.4	62.48	4.759	0.729943	0.71031	[15]
布尔克斯岱	碱性长石花岗岩	314	56.12	133.98	1.2097	0.710153	0.70474	[17]
布尔克斯岱	辉绿玢岩	329	25.86	1193.79	0.0710	0.704038	0.70371	[17]
结尔德喀拉	碱性花岗岩	300	119.0	16.36	21.15	0.79330	0.70301	[18]
结尔德喀拉	碱性花岗岩	300	114.8	41.82	7.94	0.73804	0.70414	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	110.9	6.65	49.20	0.908678	0.69864	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	103.1	5.02	60.88	0.959172	0.69927	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	106.9	4.57	69.64	1.004487	0.70719	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	121.8	7.66	46.92	0.910278	0.70997	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	99.2	7.09	41.15	0.877190	0.70152	[18]
萨吾德格尔	碱性花岗岩	300	98.4	6.01	48.28	0.903697	0.69759	[18]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	300	200.6	3.85	160.00	1.38717	0.70412	[18]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	300	162.3	22.64	20.86	0.79854	0.70949	[18]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	300	144.8	9.09	46.83	0.90893	0.70901	[18]
南塔斯嘎克	碱性花岗岩	300	159.3	9.91	47.28	0.91032	0.70848	[18]
南塔斯嘎克	碱性花岗岩中岩脉	300	83.4	361.80	0.66	0.70716	0.70434	[18]
南塔斯嘎克	碱性花岗岩中岩脉	300	137.7	10.24	39.46	0.88474	0.71628	[18]
也布山	碱性长石花岗岩	270	183.6	18.04	29.65	0.81656	0.70266	[19]
也布山	碱性长石花岗岩	270	155.3	33.01	13.63	0.75624	0.70388	[19]
也布山	碱性长石花岗岩	270	193.0	7.70	74.28	0.99068	0.70534	[19]
也布山	碱性长石花岗岩	270	153.8	25.68	17.37	0.77046	0.70374	[19]
也布山	碱性长石花岗岩	270	140.0	62.50	6.47	0.72908	0.70423	[19]
阿舍勒	流纹斑岩	294	15.77	136.25	0.3336	0.70779	0.70639	[20]
阿舍勒	流纹斑岩	294	14.54	136.21	0.3076	0.70765	0.70636	[20]
阿舍勒	英安斑岩	296	11.45	93.00	0.3550	0.70768	0.70618	[20]
阿舍勒	英安斑岩	296	24.17	70.23	0.9925	0.71041	0.70623	[20]
康古尔	流纹岩	300	196.78	49.07	11.616	0.75744	0.70785	[20]

(续表 2)

岩体	岩性	时代 (Ma)	Rb ( $\times 10^{-6}$ )	Sr $\times 10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i$	资料来源
康古尔	流纹岩	300	195.79	70.45	8.040	0.74305	0.70873	[20]
康古尔	英云闪长岩	275	58.74	523.23	0.3236	0.70548	0.70421	[20]
康古尔	英云闪长岩	275	56.21	542.68	0.2985	0.70531	0.70414	[20]
尼勒克	石英钠长斑岩	248	83.28	292.02	0.8222	0.70826	0.70536	[20]
尼勒克	石英钠长斑岩	248	45.66	348.60	0.3777	0.70667	0.70534	[20]
喀拉通克	黑云角闪橄榄苏长岩	298	30.181	669.70	0.1299	0.70412	0.70357	[20]
喀拉通克	斜长方辉橄榄岩	298	14.867	367.83	0.1165	0.70419	0.70370	[20]
黄山	斜长角闪二辉辉石岩	309	3.826	69.809	0.1579	0.70468	0.70399	[20]
黄山	斜长辉长苏长岩	309	1.854	56.220	0.0950	0.70461	0.70419	[20]
黄山东	角闪橄榄辉长岩	320	4.568	507.74	0.0259	0.70352	0.70340	[20]
黄山东	角闪橄榄辉长岩	320	4.357	496.13	0.0253	0.70357	0.70345	[20]
乔勒铁克西	辉长岩全岩	324	6.123	380.2	0.0459	0.706198	0.70599	[22]
琼阿乌孜	辉长岩全岩	314	2.013	15.98	0.3590	0.707096	0.70549	[22]
苏鲁	辉长岩全岩	322	40.02	171.8	0.6639	0.712403	0.70936	[22]
菁布拉克	橄榄辉长岩	320	1.314	152.6	0.0245	0.704447	0.70434	[22]
菁布拉克	辉石岩	320	23.69	325.6	0.2074	0.706518	0.70557	[22]
喀拉达拉	橄榄辉长岩	320	3.023	330.8	0.0260	0.703820	0.70370	[22]
丘拉克特勒克	辉绿岩	320	18.29	265.2	0.1965	0.707387	0.70649	[22]

\* 根据测定值和初始值计算得到的近似时代。

年龄为 312 Ma<sup>[32]</sup>, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> = 0.7031<sup>[33]</sup>。在天山, 奥莫尔塔格碱性花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 290 Ma, 它的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> = 0.7057<sup>[34]</sup>, 康古尔塔格金矿区的二长花岗斑岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 281 Ma, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值为 0.7044, 晚期花岗斑岩脉的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 266 Ma, 相应的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值为 0.7054<sup>[35]</sup>。

### 3 Pb 同位素

用 Ludwig 编制的程序<sup>[36]</sup>计算得到的花岗岩类的长石 Pb 模式年龄大都 very 年轻, 普遍小于 350 Ma 或者为负值, 相应的  $\mu$  值 ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) (表 3) 一般低于地壳平均值 (9.74)。高常林等报道的天山花岗岩类 8

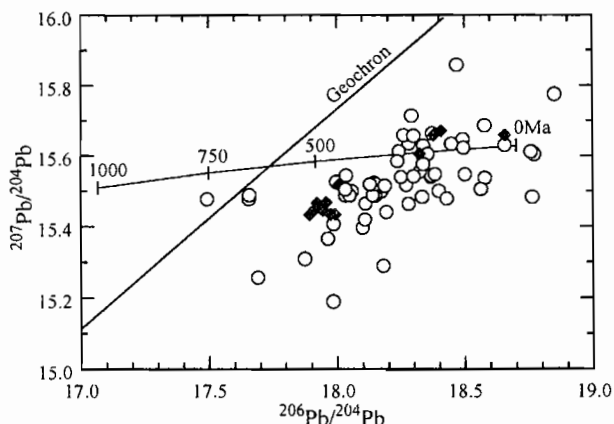


图 3 新疆北部后碰撞花岗岩类的长石

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图

Fig. 3  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot for feldspar from the postcollisional granitoids of North Xinjiang

数据来源见表 3。为了比较, 图中还表示了喀拉通克镁铁—超镁铁杂岩体的黄铜矿、磁黄铁矿和黄铁矿的数据 (实心菱形)<sup>[10]</sup>。Pb 同位素演化曲线<sup>[40]</sup>的时间间隔是 250 Ma

Data from table 3. For comparison, data of chalcopyrite, pyrrhotite and pyrite from the Kalatongke mafic-ultramafic complex are shown (solid diamond)<sup>[10]</sup>. The Pb isotope evolution curve<sup>[40]</sup> is divided at intervals of 250 Ma

个长石 Pb 数据中<sup>[37]</sup>, 虽然有 7 个样品的  $\mu$  值高于 9.74, 但它们的模式年龄却仍然很低, 为 143~390 Ma。花岗岩类长石 Pb 模式年龄普遍比岩体侵位时代年轻。喀拉通克杂岩体的黄铜矿、磁黄铁矿和黄铁矿具有与花岗岩类长石相似的 Pb 同位素组成(图 3)。

#### 4 讨论

普遍正的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值清楚表明, 上地幔在新疆北部后碰撞岩浆岩的形成中起了非常重要的作用。如果认为  $\epsilon_{Nd}(t)$  值低于亏损地幔的花岗岩类来自地壳—地幔混合源区或地壳源区, 那么,  $\epsilon_{Nd}(t) = +9$  的花岗岩类应主要来自地幔源区, 没有更老的地壳物质的混合<sup>[13]</sup>, 因为它们  $\epsilon_{Nd}(t)$  值非常接近花岗岩类形成时的亏损地幔值 (+9.28)。这意味着这些花岗岩类是初生的原始地壳<sup>[41]</sup>, 它们的侵位年龄可代表地壳形成年龄<sup>[42]</sup>。相应地, 其它  $\epsilon_{Nd}(t)$  为正值, 但低于当时亏损地幔值的花岗岩类, 则以地幔组份为主, 代表了新生地壳。然而, 如果认为准噶尔盆地周边的蛇绿岩可代表当时的亏损地幔, 根据蛇绿岩的时代(400~625 Ma)和

表 3 新疆北部后碰撞花岗岩质岩石长石 Pb 同位素数据

Table 3 Pb isotopic data of feldspar fractions from postcollisional granitic rocks of North Xinjiang

岩体	岩性	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\mu$	模式年龄(Ma)	资料来源
将军山	天河石花岗岩	18.294	15.714	38.410	10.22	474	[11]
布尔根	钠闪石花岗岩	18.050	15.487	37.904	9.27	197	[11]
扎河坝南	钠闪石花岗岩	18.370	15.543	38.319	9.44	68	[11]
二台北	钾长花岗岩	18.374	15.663	38.630	9.96	318	[11]
恰库尔特	钾长花岗岩	18.40	15.50	38.20	9.25	-53	[12]
东苏乌尔河	花岗岩	18.765	15.483	38.099	9.12	-394	[16]
唐巴勒	花岗岩	18.175	15.499	38.028	9.29	124	[16]
庙尔沟	花岗岩	18.147	15.522	38.083	9.40	197	[16]
克拉玛依东	花岗岩	18.034	15.487	37.820	9.27	210	[16]
阿克巴斯套	碱长花岗岩	18.272	15.517	38.106	9.35	88	[16]
阿克巴斯套	碱长花岗岩	18.112	15.464	37.842	9.15	96	[31]
阿克巴斯套	碱长花岗岩	17.876	15.307	37.370	8.53	-84	[31]
阿克巴斯套	碱长花岗岩	17.693	15.256	37.133	8.35	-53	[31]
哈图	碱长花岗岩	17.987	15.406	37.643	8.93	64	[31]
庙尔沟	二长花岗岩	17.965	15.365	37.489	8.76	-16	[31]
红山	碱长花岗岩	18.101	15.396	37.667	8.87	-55	[31]
阿拉山口	二长花岗岩	18.059	15.499	37.835	9.32	216	[31]
包 II	石英闪长岩	18.334	15.483	38.083	9.19	-40	[31]
贝勒库都克	黑云母花岗岩	18.851	15.774	38.559	10.34	193	[32]
贝勒库都克	黑云母花岗岩	18.339	15.629	38.400	9.82	275	[32]
萨热什克	钠闪石花岗岩	18.503	15.546	38.211	9.43	-30	[32]
萨热什克	钠闪石花岗岩	18.151	15.487	37.775	9.25	116	[32]
干梁子	黑云母花岗岩	18.370	15.539	38.137	9.42	59	[32]
贝勒库都克	黑云母花岗岩	18.337	15.473	38.028	9.15	-66	[33]
乌斯沟	钾长花岗岩	18.498	15.622	38.355	9.75	143	[37]
干沟	钾长花岗岩	18.450	15.633	38.392	9.81	200	[37]
铜花山	奥长花岗岩	18.283	15.634	39.504	9.86	327	[37]
桑树园子	眼球状花岗岩	18.580	15.686	38.698	10.01	213	[37]
库米什	眼球状花岗岩	18.244	15.612	38.456	9.77	312	[37]
库米什	眼球状花岗岩	18.262	15.658	38.555	9.97	390	[37]
希勒沟南坡	混合花岗岩	18.301	15.656	39.465	9.95	358	[37]
乌斯特沟	黑云母花岗岩	18.238	15.584	38.331	9.65	295	[37]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	17.986	15.198	37.779	8.06	-484	[38]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	18.657	15.603	38.752	9.64	-21	[38]
萨尔铁列克	碱性花岗岩	18.182	15.289	37.982	8.40	-405	[38]
塞尔铁列克	碱性花岗岩	18.252	15.539	38.219	9.45	152	[38]
塞尔铁列克	碱性花岗岩	18.282	15.463	38.307	9.12	-45	[38]
塞尔铁列克	碱性花岗岩	20.045	17.182	43.153	16.57	1251	[38]
扎河坝	碱性花岗岩	18.495	15.646	38.694	9.86	194	[38]
阿拉山口	二长花岗岩	18.152	15.519	37.958	9.38	186	[39]
卡桑布拉克	钾长花岗岩	18.431	15.478	38.188	9.15	-131	[39]
孔吾萨依	钾长花岗岩	18.034	15.504	38.073	9.35	247	[39]
孔吾萨依	钾长花岗岩	18.773	15.604	38.663	9.62	-109	[39]
孔吾萨依	钾长花岗岩	18.760	15.611	38.694	9.65	-83	[39]

(续表 3)  $\epsilon_{Nd}(t)$  值 (+5.8 ~

岩体	岩性	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\mu$	模式年龄 (Ma)	资料来源
合贝勒哈特	二长花岗岩	17.657	15.477	38.103	9.33	485	[39]
乌拉斯坦	花岗闪长岩	18.194	15.441	37.865	9.04	-25	[39]
博乐	流纹岩	18.581	15.536	38.448	9.37	-115	[39]
祖鲁洪东沟	石英闪长岩	18.110	15.419	37.697	8.96	-7	[39]
祖鲁洪	二长花岗岩	17.659	15.488	38.108	9.38	506	[39]
喀孜别克	碱长花岗岩	18.385	15.547	38.057	9.45	65	[39]
查干浑迪	碱长花岗岩	18.130	15.518	37.977	9.39	202	[39]
查干浑迪	碱长花岗岩	18.566	15.505	38.019	9.24	-176	[39]
查干浑迪	碱长花岗岩	18.472	15.857	38.134	9.61	86	[39]
查干浑迪	碱长花岗岩	18.188	15.514	37.941	9.35	147	[39]

+8.9)<sup>[26~29]</sup>,并假设亏损地幔从 4.57Ga 时  $\epsilon_{Nd}(t) = 0$  开始线性演化,就可以推测局部亏损地幔的现今的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值范围为 +6.5 ~ +9.8。那么,  $\epsilon_{Nd}(t)$  值落在这个局部亏损地幔的范围内(图 1)的后碰撞岩浆岩也应是初生的原始地壳。虽然  $\epsilon_{Nd}(t)$  值

最低(-8)的花岗岩类落入中天山元古宙变质岩的范围内(图 1),可能是地壳再循环的产物,但毋庸置疑,新疆北部以  $\epsilon_{Nd}(t)$  为正值年轻地壳为主。普遍低的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值与大部分后碰撞岩浆岩是起源于亏损地幔的认识是一致的。同时,长石 Pb 同位素的研究也已得到相同的结论。

一些花岗岩类的形成显然有地壳物质的参与,如 300 Ma 前后侵位的花岗岩类。这些花岗岩类的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值变化很大(图 1)。这取决于幔源岩浆被地壳物质混染的程度和地壳物质的时代。一般而言,如果地壳物质的时代相同,地壳物质混染的比例越大,岩浆的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值将越低, Nd 模式年龄越老,而如果混染幔源岩浆的地壳物质时代较老,则只需要很小的比例就能够产生相同的结果。地壳混染在阿尔泰山和天山的一些后碰撞花岗岩类中表现得最明显。显然,地壳混染是导致 Nd 模式年龄相对较老、 $\epsilon_{Nd}(t)$  值降低和 Pb 同位素数据分散的主要原因。在天山,地壳物质可能是前寒武纪岩石,其它地方可能是其他时代的上地壳岩石(图 2)。上地壳物质对幔源岩浆的混染可能是导致花岗岩类  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值变化大的一个重要原因。这与 Pb 同位素特征是相符的。按照铅构造模式<sup>[43]</sup>,铅同位素的分散可以解释为幔源岩浆与地壳物质混合的结果。虽然地壳物质的强烈混染可能会使花岗岩类的地幔同位素特征变得不明显,但无论如何,新疆北部以正  $\epsilon_{Nd}(t)$  值的后碰撞花岗岩类占优势的事实证明,产生花岗岩类的岩浆中以地幔组份为主。这些幔源花岗岩的侵位实质上导致了陆壳的生长。

幔源岩浆添加导致陆壳生长有两种方式:侧向生长与俯冲作用密切联系<sup>[44,45]</sup>,伴随有花岗岩类侵入到上地壳之中;而纵向生长与俯冲过程无关,可能是通过岩浆底垫作用实现的,产生于非造山环境<sup>[46]</sup>,上地壳中出现小型浅成幔源岩浆侵入体,地表有火山活动<sup>[45,47]</sup>,而且这样的过程至少在一定区域内是陆壳生长的一种重要机制<sup>[48]</sup>。新疆北部及其邻区被认为是古生代大陆生长的产物<sup>[8,49]</sup>,地幔新分异的年轻地壳通过俯冲碰撞过程导致陆壳侧向生长<sup>[7]</sup>。但是,新疆北部俯冲碰撞作用发生在晚石炭世以前<sup>[9,10]</sup>,后碰撞幔源岩浆活动显然与俯冲作用无直接关系,陆壳生长是纵向的过程,可能与幔源岩浆在壳-幔界面附近和下地壳中的底垫作用密切相关。在上地壳中表现出来的幔源岩浆活动是这个深部地质过程的浅部反映。

Coleman<sup>[8]</sup>援引西准噶尔后碰撞碱性花岗岩的实例<sup>[16]</sup>,认为这些时代为 321 Ma、 $\epsilon_{Nd}(t)$  值为 +6.1 的花岗岩的母岩浆不是来自下伏的前寒武纪基底,而是在下地壳残留的古生代洋壳物质部分熔融产生的,引发部分熔融的原因是稍晚的幔源岩浆底垫作用。如果是这样,假定下地壳的成分是玄武质的,那么,除非洋壳性质的下地壳发生非常高度的部分熔融,否则就不



可能产生与西准噶尔碱性花岗岩时代相近、同位素特征相似的镁铁—超镁铁杂岩。

曾有研究提出,陆壳纵向生长的过程主要发生在地壳,即幔源岩浆在陆壳底面附近和下地壳中发生底垫作用,而在上地壳中可能没有或很少有表现<sup>[50]</sup>,但若地壳处于拉伸背景下,幔源岩浆及其分异产物更可能上升到上地壳侵位<sup>[45]</sup>。正是这样的过程在上地壳中产生大量幔源花岗岩类和少量镁铁—超镁铁杂岩,导致了新疆北部的陆壳发生纵向生长。这是因为后碰撞阶段是造山带崩解过程的一部分,往往伴随着拉伸构造体制出现,有利于幔源岩浆及其分异产物上升到上地壳中侵位。

## 5 结论

新疆北部后碰撞岩浆岩的 Nd、Sr 和 Pb 同位素特征表明,亏损地幔在花岗岩类的形成中起了非常重要的作用。与加里东、海西和喜马拉雅等造山带起源于再循环地壳的花岗岩类不同,新疆北部后碰撞花岗岩类总体上以地幔组份为主,东、西准噶尔的花岗岩类尤其明显,尽管幔源岩浆可能受到地壳物质不同程度的混染。如果阿尔泰山和天山的一些花岗岩类显示出再循环地壳的同位素特征,那么,西准噶尔和东准噶尔的花岗岩类主要是地幔岩浆分异的产物,特别是东准噶尔的一些花岗岩类,具有非常接近于亏损地幔演化线的高  $\epsilon_{Nd}(t)$  值和很低的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值,表明这些花岗岩类代表了新生的原始地壳,而它们的侵位时代可代表地壳形成时代。新疆北部后碰撞岩浆岩可能是幔源岩浆底垫作用导致陆壳纵向生长的过程在上地壳的物质表现。

总之,新疆北部是重要的显生宙陆壳生长区,而后碰撞阶段是重要的陆壳生长期,以陆壳纵向生长为特征。

## 参 考 文 献

- 1 Ashwal L D. Growth of the continental crust. *Tectonophys*, 1989, 161(Special Issue): 143~145.
- 2 Patchett P J. Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: Condie K C, ed., *Proterozoic crustal evolution*. Amsterdam; Elsevier, 1992. 482~508.
- 3 Samson S D, McClelland W C, Patchett J P et al. Evidence from neodymium isotopes for mantle contributions to Phanerozoic crustal genesis in the Canadian Cordillera. *Nature*. 1989, 337: 705~709.
- 4 Samson S D, Patchett J P, Gehrels G E et al. Nd and Sr isotopic characterization of the Wrangellia terrane and implications for crustal growth of the Canadian Cordillera. *J. Geol.*, 1990, 98: 749~762.
- 5 Foland K A, Chen J F, Gilbert L A, et al. Nd and Sr isotopic signatures of Mesozoic plutons in northeastern North America. *Geology*, 1988, 16: 684~687.
- 6 Foland K A, Allen J C. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. *Contrib. Mineral Petrol.*, 1991, 109: 195~211.
- 7 Sengor A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 1993, 364: 299~307.
- 8 Coleman R G. Continental growth of Northwest China. *Tectonics*, 1989, 8: 621~635.
- 9 肖序常, 汤耀庆, 冯益民等. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1992. 169页.
- 10 何国琦, 李茂松, 刘德权等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 香港: 香港文化教育出版社, 1994. 437页.
- 11 赵振华, 王中刚, 邹天人等. 阿尔泰山花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩类型. 见: 涂光焜主编, 新疆北部固体地球科学新进展. 北京: 科学出版社, 1993. 239~266页.
- 12 赵振华, 王中刚, 邹天人等. 新疆乌伦古富碱侵入岩成因探讨. *地球化学*, 1996, 25(3): 205~220.
- 13 Hopson C, Wen J, Tilton G et al. Paleozoic plutonism in East Junggar, Bogdashan, and eastern Tianshan, NW China. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 1989, 70: 1403~1404.

- 14 周泰禧, 陈江峰, 李学明. 新疆阿拉套山花岗岩类高  $\epsilon_{Nd}$  值的成因探讨. 地质科学, 1996, 31: 71~79.
- 15 Zhou Y Q, Wang Y X. Dating and Nd, Sr, O isotope studies of the Chaganhundi granite. Chinese Sci. Bull., 1993, 38: 1646~1650.
- 16 Kwon S T, Tilton G R, Coleman R G et al. Isotopic studies bearing on the tectonics of the West Junggar region, Xinjiang, China. Tectonics, 1989, 8: 719~727.
- 17 贺伯初, 谭克仁, 吴玺虹. 北疆吉木乃布氏金矿幔源岩浆岩时代及 Sr, Nd 同位素证据. 大地构造与成矿学, 1994, 18: 219~228.
- 18 韩宝福, 王式洗, 江博明. 新疆乌伦古河碱性花岗岩 Nd 同位素特征及其对显生宙地壳生长的意义. 科学通报, 1997, 42: 1829~1832.
- 19 韩宝福, 王式洗, 孙元林. 正  $\epsilon_{Nd}(t)$  值的准铝—过铝花岗岩: 新疆也布山岩体. 科学通报, 1998, 43(12): 1242~1245.
- 20 李华芹, 谢才富, 常海亮. 新疆北部主要有色贵金属矿床成矿期同位素年代学研究. 北京: 地质出版社, 1998.
- 21 倪守斌, 满发胜, 陈江峰. 新疆苏布拉克基性—超基性岩带的 Sm-Nd 同位素年龄. 岩石矿物学杂志, 1994, 13: 227~231.
- 22 陈江峰, 满发胜, 倪守斌. 西天山苏布拉克岩带基性—超基性岩的 Nd, Sr 同位素地球化学. 地球化学, 1995, 24: 121~127.
- 23 Ben Othman P, Polve M, Allegre C J. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower crust. Nature, 1984, 307: 510~515.
- 24 马瑞士, 王锡银, 叶尚夫. 东天山构造格架及其演化. 南京大学出版社, 1993. 225 页.
- 25 车自成, 刘洪福, 刘良. 中天山造山带的形成与演化. 北京: 地质出版社, 1994. 135 页.
- 26 张驰, 黄萱. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨. 地质论评, 1992, 38(6): 509~524.
- 27 刘伟. 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, 1993, (4): 35~50.
- 28 黄建华, 吕喜朝, 朱兴南. 北准噶尔洪古勒楞蛇绿岩研究新进展. 新疆地质, 1995, 13: 20~30.
- 29 黄萱, 金成伟, 孙宝山. 新疆阿尔曼太蛇绿岩时代的 Nd-Sr 同位素地质研究. 岩石学报, 1997, 13: 85~91.
- 30 王雪英, 安玉清. 对新疆西准噶尔若干同位素成果的讨论. 新疆地质科学, 1993, (4): 134~141.
- 31 金成伟, 张秀祺. 新疆西准噶尔花岗岩类的时代及其成因. 地质科学, 1993, 28: 28~36.
- 32 毕承思, 沈湘元, 徐庆生. 贝勒库都克锡矿带同位素地质学研究. 新疆地质科学, 1994, (5): 106~119.
- 33 卢秋霞, 刘显凡. 新疆东准噶尔西部含锡花岗岩带同位素地球化学研究. 新疆地质科学, 1994, (5): 132~143.
- 34 顾连兴, 褚强, 胡受奚. 新疆克拉麦里—哈尔里克碱性花岗岩带地质特征及成因. 新疆地质科学, 1990, (2): 47~55.
- 35 姬金生, 张连昌, 曾章仁. 东天山康古尔塔格金矿带年代学研究. 地质科学, 1995, 31: 80~89.
- 36 Ludwig K R. Isoplot a plotting and regression program for radiogenic— isotope data. U. S. Geol. Survey, Open-file Report. 1995, 45.
- 37 高常林, 崔可锐, 钱一雄等. 天山微板块构造与塔北盆地. 北京: 地质出版社, 1995. 284 页.
- 38 刘家远, 袁奎荣. 新疆乌伦古富碱花岗岩带新疆花岗岩成因及其形成构造环境. 高校地质学报, 1996, 2: 256~272.
- 39 周泰禧, 张巽, 陈江峰. 新疆博尔塔拉河流域花岗岩类岩石的 Pb 同位素组成. 地球科学, 1997, 18(增刊): 89~91.
- 40 Scaece J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution of a two-stage model. Earth Planet Sci. Lett., 1975, 26: 207~221.
- 41 Bennett V C, DePaolo D J. Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping. Geol. Soc. Am. Bull., 1987, 99: 674~685.
- 42 Arndt N T, Goldstein S L. Use and abuse of crust-formation ages. Geology, 1987, 15: 893~895.
- 43 Zartman R E, Haines S M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoir a case for bidirectional transport. Geochim Cosmochim Acta, 1988, 52: 1327~1339.
- 44 Farmer G L, DePaolo D J. Origin of Mesozoic and Tertiary granites in the western U. S. and implications for pre-Mesozoic crustal structures, 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin. J. Geophys. Res., 1983, 88: 3379~3401.
- 45 Hildreth W, Moorbath S. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contrib. Mineral Petrol., 1988, 98: 455~489.
- 46 Ewart A, Baxter K, Ross J A. The petrology and petrogenesis of the Tertiary anorogenic mafic lavas of Southern and Central Queensland, Australia—possible implications for crustal thickening. Contrib. Mineral Petrol., 1980, 75: 129~152.
- 47 Dixon T H, Ivins E R, Franklin B J. Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: Constraints on rift models. Tectonics, 1989, 8: 1193~1216.

- 48 Mclelland J M. Crustal growth associated with anorogenic, mid-Proterozoic anorthosite massifs in northeastern North America. *Tectonophys*, 1989, 161: 331~341.
- 49 李春昱, 王荃. 我国北部边陲及邻区的古板块构造与欧亚大陆的形成. *中国北方板块构造文集*, 1983, (1): 3~16.
- 50 Furlong K P, Fountain D M. Continental crustal underplating: Thermal consideration and seismic-petrologic consequences. *J. Geophys. Res.*, 1989, 91: 8285~8294.

## Postcollisional Mantle-Derived Magmatism and Vertical Growth of the Continental Crust in North Xinjiang

Han Baofu, He Guoqi, Wang Shiguang

(*Department of Geology, Peking University, Beijing, 100871*)

Hong Dawei

(*Lithosphere Research Center, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*)

### Abstract

North Xinjiang is characterized by extensive development of postcollisional magmatism. Nd, Sr, and Pb isotopic data indicate that large amounts of mantle-derived granitoids and minor amounts of mafic-ultramafic complexes emplaced in the upper crust during late Carboniferous and Permian times (250 to 330 Ma). In contrast to the granitoids, with a recycled crustal origin, of the Caledonides, Hercynides, and Himalayas, the postcollisional magmatic rocks of North Xinjiang commonly show high  $\epsilon_{Nd}(t)$  values, relatively low  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  ratios, and young Nd and Pb model ages. Although the involvement of crustal materials in the mantle-derived magmas and their differentiates is obvious in some granitoids and mafic-ultramafic complexes to some extent and some granitoids from the Altai and Tianshan mountains have chiefly crustal sources, there are almost completely mantle-derived granitoids with no admixture of crustal materials in the East and West Junggar, which could be considered as representing the primitive original crust and whose ages could correspond to the crust-formation ages. Therefore, most granitoids from North Xinjiang are the representative of the Phanerozoic juvenile crust. Vertical growth of the continental crust in North Xinjiang could mainly occur in a postcollisional environment, resulting from the underplating of mantle-derived magmas at or near the base of the continental crust and from the emplacement of the differentiates of mantle-derived magmas in the upper crust.

**Key words:** continental crustal growth; mantle; granitoid; isotope; Phanerozoic; Xinjiang

### 作者简介

韩宝福,男,1960年4月生。1982年毕业于北京大学地质学系,1985年在国家地震局地质研究所获得硕士学位,1988年在北京大学获得博士学位。主要从事新疆北部的地质研究。通讯地址:100871,北京大学地质学系。