

# 西天山阿吾拉勒 adakite 型钠质中酸性岩 及地壳垂向增生

熊小林<sup>①②</sup> 赵振华<sup>①</sup> 白正华<sup>①</sup> 梅厚钧<sup>①</sup> 王一先<sup>①</sup> 王强<sup>①</sup> 许继峰<sup>①</sup> 包志伟<sup>①</sup>

(<sup>①</sup>)中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; (<sup>②</sup>)南京大学成矿作用国家重点实验室, 南京 210093. E-mail: xiongxl@gig.ac.cn

**摘要** 西天山阿吾拉勒二叠纪钠质英安岩和钠长斑岩具有与 adakite 一致的岩石地球化学特征: 富 Na<sub>2</sub>O 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 高 Sr, 低 Y、Yb 和亏损 HREE, 且 Sr/Y > 40, La/Yb > 20; Eu 具正异常, Nd 和 Sr 同位素组成特征: (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> 为 0.51236~0.51248, εNd(t) 为正值(+0.79~+3.11); (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 为 0.7052~0.7054, 显示其岩浆可能起源于弱亏损地幔, 或亏损地幔受到地壳物质混染, 结合北疆二叠纪属后碰撞阶段构造背景, 认为本区 adakite 型岩浆最有可能由新底侵的玄武质下地壳在角闪岩相向榴辉岩相过渡或榴辉岩相的条件下部分熔融形成, 这些 adakite 型岩石不仅是底侵玄武质岩石熔融形成的新生陆壳物质, 而且可能是西天山晚古生代后碰撞阶段地幔玄武岩浆底侵作用和地壳垂向增生的重要岩石标志。

**关键词** 阿吾拉勒 adakite 型岩浆 底侵作用 地壳垂向增生

adakite(埃达克岩)是一种地球化学特征和成因十分独特的中酸性火成岩套, 包括 TTD/TTG(奥长花岗岩-英云闪长岩-英安岩/花岗闪长岩)岩套, 由安山质、英安质和流纹质系列火山和(或)侵入岩组成<sup>[1-3]</sup>, 其突出的岩石地球化学特征是富 Na<sub>2</sub>O(Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > 1)和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(> 15%); 高 Sr > 300 μg/g、低 Y(≤ 18 μg/g)、Yb(≤ 1.9 μg/g)和强烈亏损 HREE, 且 Sr/Y > 20~40, La/Yb > 20<sup>[1,3,4]</sup>, 这些特征使得其与正常火山弧安山岩和英安岩有着显著的区别, 目前发现的 adakite 及其类似特征的 adakite 型岩石主要有两种成因类型: 一种由俯冲的年轻大洋板片熔融形成<sup>[1,3]</sup>, 另一种由新底侵的玄武质下地壳熔融形成<sup>[2,3]</sup>, 两种成因类型的 adakite 均由玄武质岩石在角闪岩相向榴辉岩相过渡或榴辉岩相条件下部分熔融形成, 因而具有相似的岩石地球化学特征, 但可以根据它们形成的区域构造背景和 Nd, Sr 同位素组成等来区分, 俯冲洋壳熔融形成的 adakite 位于火山弧, 形成于俯冲作用的早阶段(板片年龄 < 25 Ma), 并且具有接近于 MORB 的 Nd, Sr 同位素组成特征: (<sup>144</sup>Nd/<sup>143</sup>Nd)<sub>i</sub> > 0.5129, (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> < 0.705<sup>[3]</sup>; 而底侵玄武质下地壳熔融形成的 adakite 往往形成于造山作用的后碰撞阶段<sup>[2]</sup>, 其 (<sup>144</sup>Nd/<sup>143</sup>Nd)<sub>i</sub> < 0.5126, (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> > 0.705<sup>[2]</sup>, 由于 adakite 的独特地球化学特征、成因以及对于探讨地球动力学特征和地壳增生方式有重要意义, 现已引起地球科学工作者的广泛关注。

我们发现阿吾拉勒西段二叠纪哈密斯特组英安

岩(群吉萨依)和黑山头、莫斯早特、特铁达坂等次火山钠长斑岩具有与 adakite 一致的独特岩石地球化学特征, 本文报道这些岩石的地球化学特征, 并讨论它们的成因及对西天山晚古生代地球动力学和地壳增生的意义。

## 1 地质概况和岩相学特征

阿吾拉勒山位于西天山伊犁地块的东北部, 呈近东西向延伸, 二叠纪哈密斯特组钠质英安岩和钠长斑岩次火山侵入体分布于阿吾拉勒山西段尼勒克至黑山头一带(图 1), 区内出露的主要地层为石炭纪和二叠纪火山沉积岩系, 尼勒克县东北分布有中、下侏罗统砂砾岩, 黑山头以北有白垩纪砂砾岩出露。

上二叠统哈密斯特组(P<sub>2</sub>h, 图 1)上部为玄武岩和钠质英安岩, 下部为杂色凝灰岩, 钠质英安岩主要分布于群吉萨依东叉沟, 呈灰黑色, 斑状结构, 斑晶为钠更长石和角闪石, 基质主要为钠长石, 含少量碱性长石和玻璃质, 微晶钠长石呈定向排列构成玻晶交织结构, 阿吾拉勒西段分布有许多花岗质浅成-次火山小岩体、岩瘤, 本次工作对黑山头、莫斯早特和特铁达坂等钠长斑岩次火山侵入体进行了较详细的岩相学和地球化学研究, 黑山头次火山侵入体位于阿吾拉勒山西南端, 由 4 个出露面积小于 2 km<sup>2</sup> 的侵入体构成, 侵入于上二叠统晓山萨依组火山岩沉积岩系中, 岩性为钠长斑岩, 斑晶为角闪石和钠长石, 基质主要为钠长石, 呈定向排列的交织结构; 莫斯早特

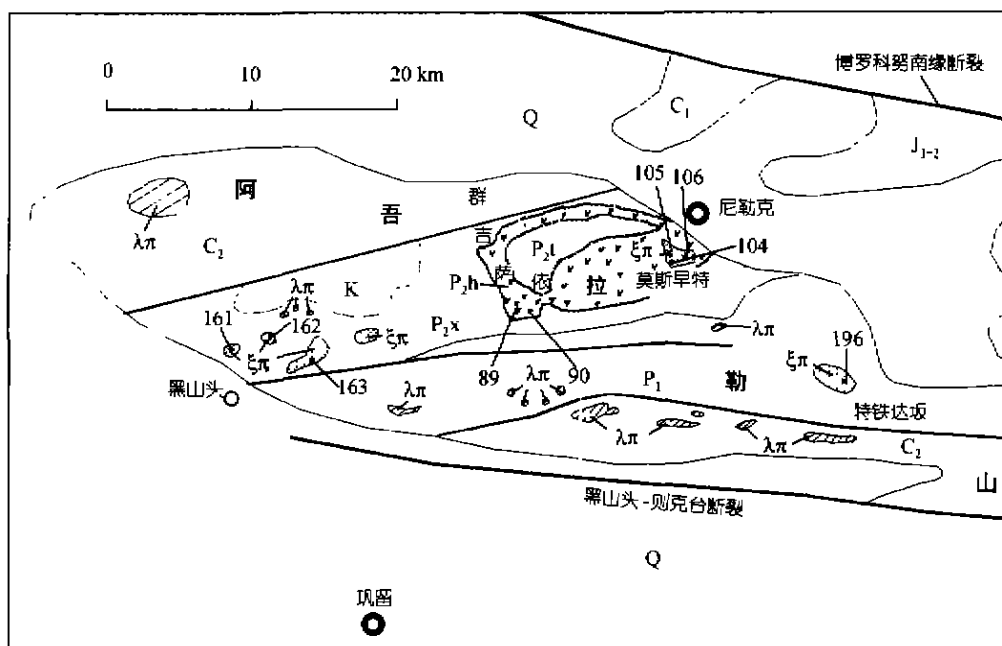


图1 阿吾拉勒西段 adakite 型英安岩和钠长斑岩及其样品分布图(据新疆区域地质调查队 1:20 万幅修编)

Q, 第四系; K, 白垩系砂砾岩; J<sub>1-2</sub>, 下中侏罗统砂砾岩; C<sub>2</sub>, 中石炭统火山沉积岩系; P<sub>1</sub>, 下二叠统火山沉积岩系; P<sub>2</sub>h, 上二叠统晚山萨依组砂砾岩; P<sub>2</sub>l, 上二叠统哈密组凝灰岩、英安岩、玄武岩; P<sub>2</sub>t, 上二叠统铁木里克组泥质粉砂岩和砾岩; ξπ, 钠长斑岩; λπ, 石英岩或花岗斑岩

次火山侵入体位于尼勒克县城南约 1 km, 出露面积约 1.5 km<sup>2</sup>, Rb-Sr 等时线年龄为 247.8 Ma<sup>[5]</sup>, 岩性为石英钠长斑岩, 斑晶为钠长石和角闪石, 基质为钠长石和少量石英和碱性长石, 具交织结构; 特铁达坂次火山侵入体位于特铁达坂之西, 出露面积约 5 km<sup>2</sup>, 侵入于下二叠统火山沉积岩系之中, 岩性为石英钠长斑岩, 斑晶为钠长石, 含少量黑云母, 基质具微粒花岗结构, 由钠长石、碱性长石和石英组成, 上述英安岩和钠长斑岩、石英钠长斑岩没有显示热液交代结构, 它们的基质表现的玻晶交织结构和交织结构等是典型的火山-次火山条件下岩浆结晶作用的产物。

## 2 地球化学特征

表 1 列出代表性样品的岩石化学和微量元素分析结果及 Defant 等人<sup>[1,4]</sup>提出的 adakite 特征的地球化学参数。从表 1 可知, 阿吾拉勒二叠纪钠质英安岩和钠长斑岩具有中酸性火成岩(安山质-英安质)成分特征, 高 Na<sub>2</sub>O(4.40%~6.98%)、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(14.95%~16.32%), 富碱(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 6.46%~11.01%), Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > 1 (1.98~4.22), 其 NK/A(0.61~0.99)和 A/NKC(0.86~1.15)显示准铝-弱过铝的化学组成特征。在 Na-K-Ca

三角图中(图 2)落入 adakite 和太古宙 TTD(G)-奥长花岗岩-英云闪长岩-英安岩(花岗岩)域。微量元素表现为相对亏损 Nb, Ta, U, Th, Ti 等高场强元素(图 3), 与火山弧钙碱性岩一致, 但具有独特的高 Sr(303~1633 μg/g), 低 Y(4~7 μg/g)、Yb(0.32~0.65 μg/g)和

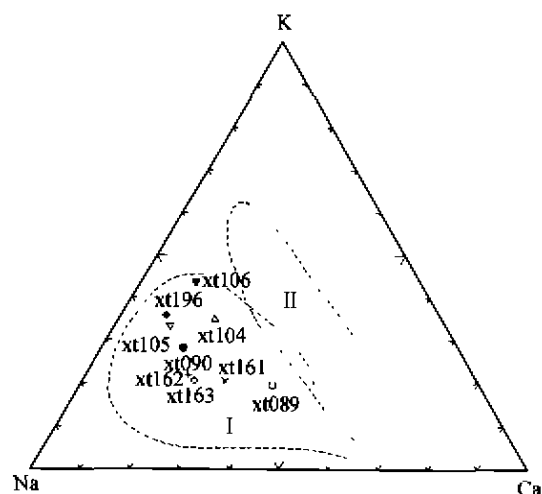


图2 阿吾拉勒 adakite 型钠质英安岩和钠长斑岩 Na-K-Ca 图解

I: adakite 型安山岩和英安岩及太古宙 TTD(G) 和英安岩; II: 火山弧安山岩和英安岩。引自文献[4]

表 1 阿吾拉勒 adakite 型中酸性岩主量(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )<sup>a)</sup>

	群吉萨依英安岩		莫斯早特石英钠长斑岩			黑山头钠长斑岩			铁特达坂 石英钠长斑岩	adakite <sup>[1,4]</sup>
	xt189	xt190	xt104	xt105	xt106	xt161	xt162	xt163	xt196	
SiO <sub>2</sub>	66.56	66.39	65.37	66.52	68.74	62.82	62.66	62.41	70.97	$\geq 56$
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.57	0.36	0.37	0.38	0.38	0.41	0.36	0.20	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.56	14.95	16.32	15.98	15.34	16.21	15.52	16.32	15.54	$\geq 15$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.09	1.96	1.78	1.64	0.84	3.66	3.99	3.20	1.15	
FeO	0.86	0.72	0.84	0.87	1.47	0.75	0.75	0.73	1.11	
MnO	0.01	0.12	0.06	0.04	0.02	0.05	0.08	0.04	0.05	
MgO	1.67	1.75	1.37	1.18	1.02	1.44	2.06	1.89	1.12	$< 3$
CaO	4.07	1.72	2.14	1.41	1.19	3.42	2.38	2.75	0.84	
Na <sub>2</sub> O	4.40	5.82	5.12	6.93	4.83	6.03	6.65	6.98	5.12	
K <sub>2</sub> O	2.06	2.95	3.92	4.08	4.62	2.43	2.53	2.51	3.31	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.22	0.17	0.13	0.12	0.24	0.23	0.20	0.10	
H <sub>2</sub> O	1.63	2.37	2.10	1.07	0.85	2.81	1.98	1.28	1.01	
合计	99.55	99.54	99.55	100.22	99.42	100.24	99.24	98.67	100.52	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.46	8.77	9.04	11.01	9.45	8.46	9.18	9.49	8.43	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3.24	2.99	1.98	2.58	1.59	3.76	3.99	4.22	2.35	
NK/A	0.61	0.85	0.78	0.99	0.84	0.77	0.88	0.87	0.77	
A/NKC	0.92	0.94	0.98	0.87	1.01	0.86	0.86	0.85	1.15	
Rb	23	47	56	69	83	28	30	22	48	
Cs	0.77	1.67	1.04	1.45	1.49	1.20	0.89	0.28	0.58	
Ba	519	1005	579	585	805	708	720	388	547	
Sr	1041	1633	777	477	334	748	620	464	303	正异常
Ta	0.15	0.16	0.14	0.14	0.14	0.17	0.17	0.17	0.39	
Nb	3.0	3.0	2.0	1.9	1.8	2.4	2.5	2.5	4.9	
Hf	2.56	2.68	2.17	2.22	2.20	2.31	2.28	2.43	1.87	
Zr	111	119	70	68	68	79	78	86	47	
Y	5	5	4	4	4	7	6	7	6	$\leq 18$
Th	1.32	1.28	2.18	2.15	2.07	2.56	2.49	2.67	2.27	
U	0.44	0.43	0.86	1.03	0.85	1.15	0.79	1.01	0.68	
Sr/Y	208	327	194	119	84	107	103	66	51	$> 20 \sim 40$
La	16.71	18.59	15.44	14.92	13.66	20.73	19.97	19.79	14.40	
Ce	32.07	35.34	31.43	30.86	28.92	43.19	40.87	42.13	26.83	
Pr	3.84	4.20	3.85	3.78	3.61	5.40	5.22	5.34	3.17	
Nd	14.07	15.42	14.60	14.30	13.71	20.91	20.24	20.70	11.30	
Sm	2.13	2.28	2.23	2.16	2.14	3.18	3.08	3.22	1.86	
Eu	0.65	0.69	0.73	0.71	0.70	1.03	0.99	0.96	0.60	
Gd	1.38	1.45	1.39	1.36	1.34	2.19	2.03	2.03	1.36	
Tb	0.19	0.20	0.19	0.18	0.18	0.30	0.28	0.28	0.21	
Dy	0.87	0.92	0.84	0.81	0.84	1.46	1.34	1.36	1.11	
Ho	0.16	0.16	0.15	0.14	0.14	0.27	0.24	0.25	0.21	
Er	0.45	0.47	0.41	0.40	0.41	0.78	0.71	0.72	0.62	
Tm	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.10	0.09	0.09	0.09	
Yb	0.37	0.37	0.34	0.32	0.34	0.65	0.60	0.61	0.58	$\leq 1.9$
Lu	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.10	0.09	0.09	0.09	
TREE	72.98	80.22	71.71	70.03	66.09	100.28	95.75	97.57	62.42	
La/Yb	45	50	45	47	40	32	33	32	25	$> 20$
Eu/Eu*	1.17	1.17	1.27	1.26	1.27	1.19	1.21	1.15	1.15	正异常

a) 岩石化学用湿分析法测定, 微量元素由中国科学院广州地球化学研究所 ICP-MS 测定

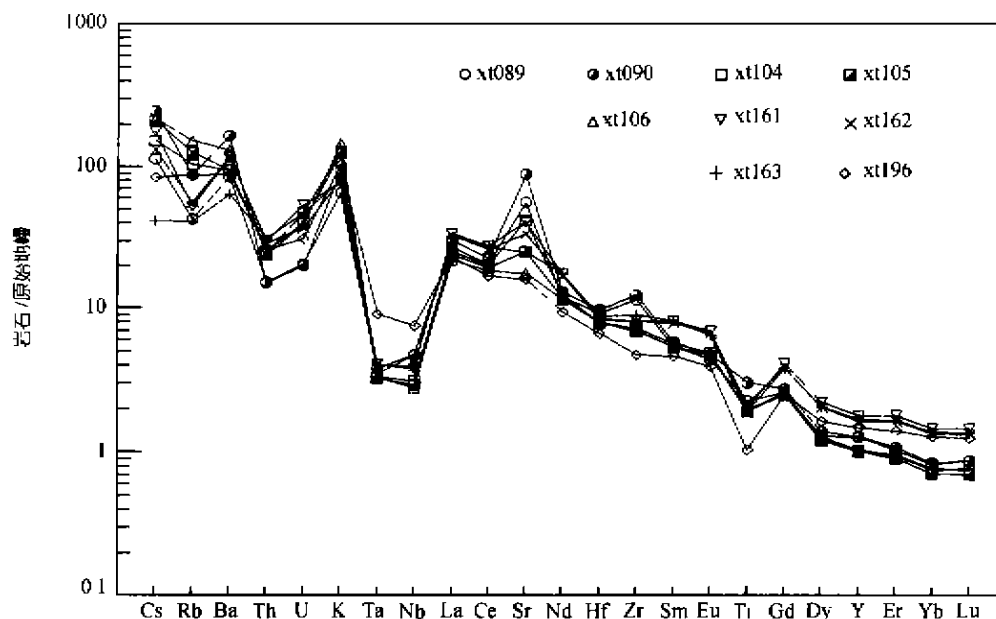


图3 阿吾拉勒 adakite 型钠质英安岩和钠长斑岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

强烈亏损 HREE 等特征, 并且  $Sr/Y > 40$  (51 ~ 327)、 $La/Yb > 20$  (25 ~ 50)、Eu 具有正异常 ( $Eu/Eu^* = 1.15 \sim 1.27$ )。在微量元素原始地幔标准化蛛网图上(图3), 显示特征的 Sr 正异常; 在 Sr/Y-Y 图解(图4)中, 落入 adakite 域, 与火山弧安山岩和英安岩存在显著的区别; 在稀土元素球粒陨石标准化图解中(图5), 稀土元素配分曲线显示 Eu 正异常的陡倾斜特征, 落入与 adakite 特征相似的太古宙 TTD(G)范围<sup>[4]</sup>, 与火山弧安山岩和英安岩相对缓倾斜的稀土元素配分曲线区

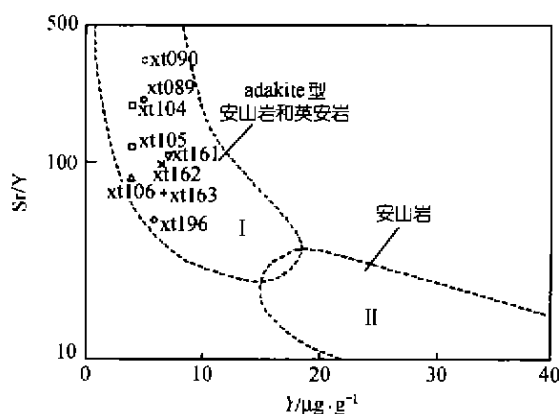


图4 阿吾拉勒 adakite 型钠质英安岩和钠长斑岩 Sr/Y-Y 图解

I. adakite 型安山岩和英安岩; II. 火山弧安山岩和英安岩。引自文献[4]

别明显。综上所述, 阿吾拉勒二叠纪英安岩和钠长斑岩具有与 adakite 和太古宙 TTD(G)一致的富  $Na_2O$  和  $Al_2O_3$ ; 高 Sr, 低 Y, Yb 及 Eu 正异常和强烈亏损 HREE 等岩石地球化学特征。

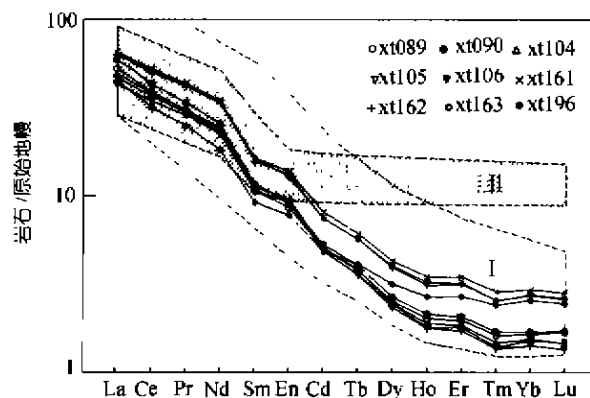


图5 阿吾拉勒 adakite 型钠质英安岩和钠长斑岩稀土元素球粒陨石标准化图解

I: 太古宙 TTD(G)和 adakite 型安山岩和英安岩; II: 火山弧安山岩和英安岩。引自文献[4]

### 3 钕、锶同位素组成特征

4个样品的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素组成特征见表2(其中 NL2-3 和 NL2-13 引自文献[5])。用莫斯早特石英钠长斑岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄  $247.8 \text{ Ma}$ <sup>[4]</sup> 计算了  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ ,  $\epsilon \text{Nd}(t)$  和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  为

表 2 阿吾拉勒钠质英安岩和钠长斑岩的 Sm, Nd 和 Rb, Sr 同位素组成<sup>a)</sup>

样号	地点	Sm / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Nd / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $2\sigma$ )	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\varepsilon\text{Nd}(t)$	Rb / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Sr / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ( $2\sigma$ )	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
xt104	莫斯早特	2.25	14.19	0.09592	0.512547(8)	0.51239	+1.41	57.08	843.8	0.1982	0.706129(16)	0.7053
NL2-3 <sup>[5]</sup>	莫斯早特	0.28	1.75	0.09778	0.512518(16)	0.51236	+0.79	83.28	292.02	0.8222	0.70826(4)	0.7054
NL2-13 <sup>[5]</sup>	莫斯早特	1.51	8.35	0.1092	0.512542(11)	0.51237	+0.90	45.66	348.6	0.3777	0.70667(2)	0.7054
xt196	特铁达板	1.73	10.38	0.1009	0.512642(10)	0.51248	+3.11	46.81	298.8	0.4534	0.70692(30)	0.7052

a) xt104 和 xt196 由中国科学院地球科学中心测定, Nd 和 Sr 同位素分析分别用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7129$  和  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$  标准化值; 计算  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  时, Sm 和 Rb 的衰变常数分别是  $6.54 \times 10^{-12}$  和  $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ,  $t = 247.8 \text{ Ma}$  莫斯早特全岩 Rb-Sr 等时年龄; 计算  $\varepsilon\text{Nd}(t)$  时,  $t = 247.8 \text{ Ma}$ , 球粒陨石的现代同位素组成是  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$

0.51236 ~ 0.51248,  $\varepsilon\text{Nd}(t)$  为正值 (+0.79 ~ +3.11);  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  均较低, 且非常接近, 为 0.7052 ~ 0.7054. 这些 Nd, Sr 同位素组成特征与大洋板片熔融形成的 adakite 熔体同位素组成(具有接近于 MORB 的高正  $\varepsilon\text{Nd}(t)$  和低  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值)相差较大, 落入底侵玄武质下地壳熔融成因 Blanca 花岗岩基  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704 \sim 0.708$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.5123 \sim 0.5126$  范围<sup>[2,6]</sup>, 显示阿吾拉勒 adakite 型岩浆可能起源于弱亏损地幔, 或亏损地幔受到地壳物质混染.

#### 4 成因和地球动力学意义讨论

奥长花岗岩-英云闪长岩-英安岩/花岗闪长岩 (TTD 或 TTG) 是许多太古宙和前寒武纪地壳的重要组成部分, 这些岩套被认为由俯冲洋壳部分熔融形成<sup>[3,7]</sup>. 这种岩浆作用和地壳水平生长方式在地球历史的早期非常重要, 因为那时具有的较高地热梯度足以导致俯冲板片在去水之前发生熔融<sup>[3,7]</sup>. 显生宙的板片熔融事件于 20 世纪 70 年代末发现于阿留申群岛 Adak 岛<sup>[8]</sup>, 但在 20 世纪 90 年代以前没有引起足够的重视. 自 Drummond 等人<sup>[9]</sup>和 Defant 等人<sup>[1]</sup>将 Adak 岛及其他火山弧中地球化学特征类似于太古宙高铝 TTD(G) 的中酸性火山岩归属于俯冲洋壳部分熔融成因, 并将其命名为 adakite 以来, 在环太平洋新生代岛弧区已发现了一批 adakite<sup>[4,10-13]</sup>. 我国最近也有显生宙 adakite 的发现和报道, 如王焰等人<sup>[14]</sup>认为内蒙古白音宝力道岩体, 王强等人<sup>[15]</sup>认为大别山灰色片麻岩由俯冲洋壳熔融形成. 显生宙 adakite 是太古宙高铝 TTG 的类似物, 它们的形成要求板片处于高热状态, 在板片俯冲到 80 km 左右发生去水熔融<sup>[4]</sup>, 只有年轻的大洋板片 (<25 Ma<sup>[1]</sup>) 才能保持高热状态. 因此, 显生宙 adakite 形成于俯冲作用的早期阶段, 指示俯冲消减作用的开始.

除了俯冲洋壳熔融成因外, 另一种重要的 adakite 质熔体由新底侵的玄武质下地壳部分熔融形成<sup>[2,16,17]</sup>.

秘鲁科迪勒拉 Blanca 花岗质岩基<sup>[12]</sup>和北美西部 Peninsular Ranges 中酸性侵入体<sup>[18]</sup>是这种成因的典型例子. 底侵作用通常发生在造山带演化的后碰撞阶段, 此阶段增厚的岩石圈地幔部分因密度大可能发生拆沉, 构造体制从碰撞期挤压转变为后碰撞期拉张, 热的软流圈地幔物质上涌, 因减压发生部分熔融, 产生的地幔岩浆上升到壳幔界面附近和下地壳中, 发生底侵作用<sup>[19-21]</sup>. 幔源岩浆的底侵作用将导致地壳的增厚, 并改变地壳的热状态, 使地热梯度增大<sup>[2,19]</sup>. 新底侵(固结)的玄武质岩石一方面由于本身的高热状态, 另一方面由于地热梯度的增加, 在高压(地壳增厚)下将产生部分熔融, 形成 adakite 质熔体. 由于 adakite 可以由新底侵的玄武质下地壳熔融形成, 因而可以作为底侵作用的重要岩石标志; 同时, 底侵玄武质岩石熔融形成的 adakite 熔体加入到上地壳中, 导致陆壳的生长和演化, 因此地幔玄武质岩石底侵作用及其再次熔融的 adakite 加入到地壳可能是陆壳垂向生长和演化的一个重要方式.

adakite 质熔体的形成要求特殊的源岩组成及温度和压力条件. 普遍认为, 由地幔橄榄岩直接熔融出这种中酸性熔体的可能性极小; 由于 adakite 质熔体的高 Sr/Y 和 La/Y、低 Y、Yb 和 HREE 及 Sr, Eu 正异常等特征, 玄武岩浆的分离结晶(斜长石、角闪石和辉石等)、岩浆混合及地壳岩石的混染成因亦是不可能的<sup>[1-3]</sup>. adakite 质熔体最有可能由玄武质岩石在角闪岩相向榴辉岩相过渡或榴辉岩相条件下部分熔融形成<sup>[9]</sup>. 在这样的高压条件, 斜长石不稳定, 玄武质岩石部分熔融的残留矿物组合为石榴石 + 含 Ti 矿物相 + 辉石 ± 角闪石, 富 Sr, Eu 的斜长石熔融及富 Y 和 HREE 的石榴石残留, 使得熔体相具有 adakite 的地球化学特征; 而含 Ti 矿物(如金红石)作为残留相, 也能说明这种熔体的 Ti、Nb、Ta 亏损. 高压失水熔融实验表明<sup>[17,22]</sup>, 在相对较低的压力(800 MPa)下, 玄武

质低程度部分熔融的产物(<15%)为花岗质、较高的部分熔融熔体(20%~40%)虽然具有奥长花岗质-英云闪长质组成,但其残留相不含石榴石,而含较多斜长石,因而熔融相不具有 adakite 的微量元素特征;而在高压条件下(>1200 MPa,相当于40 km的静岩压力)、玄武质岩石经由10%~40%的失水熔融能够熔出 adakite 质熔体,此时的主要残留相为石榴石和辉石、不含斜长石。这些实验结果充分说明了压力(增厚的地壳)在形成 adakite 质熔体过程中重要作用。

天山及准噶尔周边地区属中亚古生代造山带的一部分,古板块碰撞最晚发生在早石炭世<sup>[23,24]</sup>。阿吾拉勒钠质英安岩为上二叠统哈密斯特组,钠长斑岩体侵入于二叠纪火山沉积岩系中,同位素年龄在250 Ma左右,这个时期整个北疆地区已进入后碰撞阶段<sup>[25-27]</sup>。据此,用俯冲洋壳部分熔融来解释阿吾拉勒 adakite 型钠质英安岩和钠长斑岩的成因显然是不合适的,因为俯冲板片熔融形成的 adakite 形成于俯冲作用的早期阶段。前面已经述及,adakite 质岩浆不可能是地幔直接部分熔融及幔源岩浆分异的产物,而只能是玄武质岩石在“高热”和“高压”条件下部分熔融形成,因此,阿吾拉勒 adakite 质岩浆来源可能有两种:一种可能是残余洋壳再次部分熔融的产物,另一种可能是底侵玄武质下地壳部分熔融的产物。如果阿吾拉勒 adakite 由残余洋壳再次熔融形成,那么要求洋壳在形成后不太长的时间(以保持高热状态)内即再次熔融,这似乎难以发生,因为残余洋壳通常较老较“冷”,阿吾拉勒 adakite 相对较低的 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i(0.51236 \sim 0.51248)$ 和 $\epsilon\text{Nd}(t)(+0.79 \sim +3.11)$ 及相对较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i(0.7052 \sim 0.7054)$ ,与 MORB 的 Nd, Sr 同位素组成相差太大,亦不支持其由残余洋壳直接部分熔融形成。因此,阿吾拉勒 adakite 质岩浆由底侵玄武质下地壳部分熔融形成的可能性最大,它们的 Nd, Sr 同位素组成特征显示其玄武质源岩最初起源于弱亏损地幔,或亏损地幔受到地壳物质混染。

底侵作用的重要标志是基性火成岩及壳幔型花岗岩是否发育,天山及准噶尔周边地区在晚古生代发育许多后碰撞幔源铁镁质火成岩,如天山(研究区西南部)菁布拉克基性超基性岩带<sup>[28]</sup>和黄山基性超基性杂岩<sup>[5]</sup>,西准噶尔辉绿玢岩<sup>[29]</sup>,东准噶尔克拉通基性超基性杂岩<sup>[5]</sup>等;后碰撞幔源分异型或壳幔型花岗岩类在天山<sup>[5]</sup>、东西准噶尔<sup>[26,27,30-32]</sup>、阿拉套山<sup>[33,34]</sup>、

阿尔泰山<sup>[5,35,36]</sup>更是广泛发育。这些后碰撞幔源铁镁质岩石及幔源分异型或壳幔型花岗岩类形成年龄在330~250 Ma<sup>[25]</sup>、普遍具有正的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ ,其中铁镁质岩石为+3.68~+7.88,花岗岩类为-5.34~+9.00<sup>[25,37]</sup>,表明亏损地幔成分在这些后碰撞岩浆岩中占有非常重要的地位,亦表明天山和准噶尔周边地区在后碰撞阶段广泛底侵作用的存在。尽管天山及准噶尔周边地区晚古生代后碰撞阶段幔源岩浆底侵作用看来毋庸置疑,但要阐明阿吾拉勒 adakite 由底侵玄武质下地壳部分熔融形成,还必须考虑两个重要因素:一是地壳厚度(压力是否能达到作为残留相石榴石的稳定域),二是产生部分熔融的热源。根据最近的人工地震对岩石圈研究,天山地区由地震P波解释的现今地壳厚度为46~48 km<sup>[38]</sup>。由于天山乃至整个北疆地区自晚古生代以来没有经历明显的构造活动和岩浆作用,这个地壳厚度可以近似代表晚古生代天山地区的地壳厚度值。又根据 Rapp<sup>[17,22]</sup>的变质玄武岩失水熔融实验结果,达到变质玄武岩固相线温度,且石榴石作为残留相时的最低压力为1200 MPa,这个压力相当于静岩压力40 km。因此,底侵于天山地区壳幔边界附近的玄武质岩石无疑应处在石榴石稳定的压力范围之内,证实了天山及准噶尔周边晚古生代后碰撞阶段广泛而强烈的底侵作用,就不难理解阿吾拉勒 adakite 由已固结的底侵玄武质岩石再次部分熔融的热源问题。幔源岩浆的底侵作用将导致天山地壳增厚,并改变地壳的热状态,使地热梯度增大<sup>[2,19]</sup>。新底侵(固结)的玄武质岩石一方面由于本身的高热状态,另一方面由于地热梯度的增加,在地壳厚度(大于40 km)达到角闪岩相向榴辉岩相过渡或榴辉岩相条件,能够熔融出 adakite 质熔体,它们侵入到地壳浅部或喷出地表形成阿吾拉勒钠长斑岩和钠质英安岩。因此,阿吾拉勒二叠纪 adakite 型钠长斑岩和钠质英安岩不仅是底侵玄武质岩石熔融形成的新生陆壳物质,而且可能是西天山晚古生代后碰撞阶段幔源岩浆底侵作用和地壳垂向增生的重要岩石标志。

**致谢** 于学元研究员提出了许多建议和宝贵意见,特此致谢。本工作为国家重点基础研究发展规划(G1999043202)、国家攻关项目96-915-03-02专题、国家攀登计划预选项目(95-Y-25)、中国科学院知识创新工程(KZCX2-102)和高等学校重点实验室访问学者基金资助项目。

# 参考文献

- 1 Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, 347: 662 ~ 665
- 2 Aatherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 1993, 362: 144~146
- 3 Martin H. Adakitic magmas, modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 1999, 46(3): 411 ~ 429
- 4 Defant M J, Drummond M S. Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 1993, 21: 547 ~ 550
- 5 李华芹, 谢才富, 常海量, 等. 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, 1998 195 ~ 201
- 6 Petford N, Aatherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J Petrology*, 1996, 37: 1491 ~ 1521
- 7 Martin H. Effect of steeper geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 1986, 14: 753 ~ 756
- 8 Kay R W. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1978, 4: 117 ~ 132
- 9 Drummond M S, Defant M J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95: 21503 ~ 21521
- 10 Kay S M, Ramos V A, Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *The Journal of Geology*, 1993, 101: 703 ~ 714
- 11 Morris S P. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, 1995, 23: 395 ~ 398
- 12 Yagodzikski G M, Kay R W. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and pressures in the mantle wedge. *Geol Soc Am Bull*, 1995, 107: 505 ~ 519
- 13 Stern C R, Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 123: 263 ~ 281
- 14 王焰, 张旗, 钱育. 埃达克岩(adakite)的地球化学特征及其构造意义. *地质科学*, 2000, 35(2): 251 ~ 256
- 15 王强, 许继峰, 王建新, 等. 北大别山 adakite 型灰色片麻岩的确定及其与超高压变质作用的关系. *科学通报*, 2000, 45(10): 1017 ~ 1024
- 16 Peacock, S M, Rushmer T, Thompson A B. Partial Melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 121: 227 ~ 244
- 17 Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8 ~ 32 kbar. Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 1995, 36(4): 891 ~ 931
- 18 Gromet L P, Silver L. REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 1987, 28: 75 ~ 125
- 19 Nelson K D. Are crustal thickness variations in old mountain belt like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination? *Geology*, 1992, 20: 498 ~ 502
- 20 Rudnick R L. Growing from below. *Nature*, 1990, 347: 711
- 21 Voshage H, Hofmann A W, Mazzucchelli M. Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature*, 1990, 347: 731 ~ 736
- 22 Rapp R P, Watson E B, Miller C F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 1991, 51: 1 ~ 25
- 23 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. 1~21
- 24 何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 中国新疆古生代地壳演化和成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1994. 1~50
- 25 韩宝福, 何国琦, 王式洗. 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*, 1999, 29(1): 16 ~ 21
- 26 Han B F, Wang S G, Jaha B M, et al. 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*, 1997, 138: 135 ~ 159
- 27 韩宝福, 王式洗, 孙元林, 等. 正  $\epsilon_{Nd(t)}$  值的准铝-过铝花岗岩——新疆也布山花岗岩体. *科学通报*, 1998, 43(12): 1323 ~ 1328
- 28 陈江峰, 满发胜, 倪守斌. 西天山菁布拉克岩带基性-超基性岩的 Nd, Sr 同位素地球化学. *地球化学*, 1995, 24: 121 ~ 127
- 29 贺伯初, 谭克仁. 新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
- 30 Hopson C, Wen J, Tilton G, et al. Paleozoic plutonism in East Junggar, Bogdoshan, and eastern Tianshan, NW China. *EOS Trans Am Geophys Union*, 1989, 70: 1403 ~ 1404
- 31 赵振华, 王中刚, 邹天伦, 等. 新疆乌伦古富碱花岗岩成因探讨. *地球化学*, 1996, 25: 205 ~ 220
- 32 Kwon S T, Tilton G R, Coleman R G, et al. Isotope studies bearing on the tectonics of the West Junggar region, Xinjiang, China. *Tectonics*, 1989, 8: 719 ~ 727
- 33 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. *地质科学*, 1996, 31: 71 ~ 79
- 34 周有勤, 王银喜. 查干淖尔花岗岩体的定年和 Nd, Sr, O 同位素研究. *科学通报*, 1993, 38(5): 444~447
- 35 赵振华, 王中刚, 邹天伦, 等. 阿尔泰花岗岩类 REE 及 O, Ph, Sr, Nd 同位素组成及成岩类型. 见: 涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京: 科学出版社, 1993. 239 ~ 266
- 36 张前锋, 胡鹰琴, 张国新, 等. 阿尔泰地区中、新生代岩浆活动的同位素证据. *地球化学*, 1994, 23: 269 ~ 280
- 37 洪大卫, 王式洗, 谢锡林, 等. 兴蒙造山带正  $\epsilon_{Nd(t)}$  值花岗岩的成因和大陆地壳生长. *地学前缘*, 2000, 7(2): 441 ~ 456
- 38 彭聆, 高锐. 中国大陆及临近海域岩石圈/软流圈结构横向变化研究. 北京: 地震出版社, 2000. 84

(2000-08-14 收稿, 2000-10-11 收修改稿)