

# 塔里木西部奥依塔克斜长花岗岩：年龄、地球化学特征、成岩作用及其构造意义<sup>\*</sup>

张传林<sup>①②\*\*</sup> 于海峰<sup>③</sup> 叶海敏<sup>②</sup> 赵宇<sup>②</sup> 张东生<sup>④</sup>

(① 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640; ② 南京地质矿产研究所, 南京 210016; ③ 天津地质矿产研究所, 天津 300170; ④ 新疆地质矿产局第二区域地质调查大队, 昌吉 831100)

**摘要** 报道了对塔里木西部奥依塔克斜长花岗岩的研究结果. 该岩体出露面积约 60 km<sup>2</sup>, 侵入于中元古代片岩、千枚岩和下石炭统火山岩中. 其主要的岩石组合为英云闪长岩和斜长花岗岩, 含少量的闪长岩和石英闪长岩. 岩石中的长石以更(奥)一中长石为主, 部分含极少量的条纹长石. 通过 SHRIMP U-Pb 测年, 获得锆石 U-Pb 年龄为(330.7±4.8) Ma. 岩石地球化学特征表明, 岩体富 Na 低 K(Na/K = 4~87, 摩尔数比), 属于 Na 质系列侵入岩. 岩石的稀土总量( $\Sigma\text{REE} = 50\sim 220 \mu\text{g/g}$ )与 SiO<sub>2</sub> 呈显著的正相关关系, 轻重稀土基本没有分异[(La/Yb)<sub>N</sub> = 0.5~1.5], 有中等的 Eu 负异常( $\delta\text{Eu} = 0.3\sim 0.6$ ). 微量元素特征表现出高的 Y 含量及低的 Sr/Y 比值(~1.0). Nd 同位素组成表明岩石有相对“年轻的” T<sub>2DM</sub>(470~580 Ma)和正的 Nd 初始值[ $\epsilon\text{Nd}(331 \text{ Ma}) = 6.23\sim 7.65$ ]. 上述特征与产于洋岛或洋脊的斜长花岗岩非常相似. 然而区域地质特征(尤其是它的规模)并不支持它直接来自地幔的玄武岩浆结晶分异形成. 推测其原始岩浆是来自“年轻的”玄武质地壳经过 50%左右的部分熔融形成的闪长质~英云闪长质岩浆. 原始岩浆经过强烈的结晶分异作用并侵入到中上地壳形成该岩体. 结合前人对区域地质研究的结果, 表明该岩体为石炭纪天山造山带大陆裂谷作用在塔里木板块内部的效应.

**关键词** 塔里木西段 奥依塔克斜长花岗岩 年龄 地球化学 地质意义

花岗岩作为大陆地壳的重要组成部分, 一直是地质学家们研究的重点问题之一. Chappell 和 White 最早提出 I 型和 S 型花岗岩的分类<sup>[1]</sup>, 很快得到广泛应用. 在随后的花岗岩分类研究中, 又增加了 M 型

(mantle-type)和 A 型<sup>[2,3]</sup>. 从构造背景角度, Maniar 和 Piccoli<sup>[4]</sup>将花岗岩分为造山的和非造山的两类, 其中非造山花岗岩包括与裂谷有关的花岗岩(RRG)、与大陆抬升有关的花岗岩类(CEUG)和大洋斜长花岗岩类

收稿日期: 2005-07-15; 接受日期: 2006-02-28

\* 国家自然科学基金项目(批准号: 40303007, 40421303)资助

\*\* E-mail: [zchunlin@sina.com](mailto:zchunlin@sina.com)

(OP). Barbarin在总结前人 20 种花岗岩分类的基础上,把花岗岩产出的构造背景与岩石本身的性质(岩石化学特征)结合起来,将花岗岩分为六大类,其中Na质系列花岗岩包括与俯冲有关的ATG和洋脊(包括洋岛)环境的RTG<sup>[5,6-9]</sup>,而形成于大陆板内伸展背景、并且与地幔有密切联系的非造山花岗岩,往往是富碱的A型花岗岩(PAG系列)<sup>[5]</sup>,它们的形成与地幔部分熔融形成的玄武岩浆存在直接或间接的联系<sup>[10,11]</sup>.

我们在这里报道了塔里木西段奥依塔克岩体的野外地质特征、岩石类型、锆石U-Pb年龄及地球化学特征.研究表明,奥依塔克岩体由英云闪长岩(少量,约占 20%)和斜长花岗岩(主要是奥长花岗岩,约占 80%)组成,形成时代为(330.7±4.8) Ma.在综合分析区域资料<sup>[12-15]</sup>以及岩体本身的地质、地球化学特征的基础上,推测该岩体的原始岩浆是来自“年轻的”玄武质(拉斑系列)地壳部分熔融(部分熔融程度在 50%左右)形成的英云闪长质岩浆,原始岩浆经历了强烈的结晶分异.该岩体是形成于大陆板内但同时具有ORG地球化学特征的 I 型花岗岩,是天山石炭纪裂谷作用在塔里木地块内部的岩浆效应,并不属于西昆仑北缘早古生代库地蛇绿岩的组成部分<sup>[16,17]</sup>.

## 1 区域地质概况

潘裕生等<sup>[18,19]</sup>和邓万明等<sup>[20]</sup>将西昆仑划分为北昆仑地体、南昆仑地体,北昆仑地体实质上是塔里木地块的大陆边缘(属于塔里木).在早古生代南昆仑地体沿库地-苏巴什蛇绿岩带与北昆仑地体发生拼合.在北昆仑地体内,发育了大量的加里东期的花岗岩<sup>[17,21,22]</sup>.对于这些早古生代花岗岩,依据岩石地球化学研究及有限的同位素年代资料,被划分为洋中脊型(ORG)、俯冲型、碰撞型、碰撞后A型等等<sup>[17]</sup>,其中奥依塔克岩体被认为是ORG型,并属于库地-苏巴什蛇绿岩带的重要组成部分<sup>[16,17]</sup>.然而我们近年在西昆仑西段的构造分析及对部分花岗岩的测年资料表明<sup>[15]</sup>,西昆仑西段的构造格架可能与东段有重要的差异.本研究涉及的研究对象奥依塔克岩体,出露于塔里木与北昆仑地体的边界附近(主体位于塔里木,

图 1(a), (b)), 即前人所谓的 ORG 型花岗岩.

对于奥依塔克岩体的时代,一直没有很好的界定.许荣华等报道了奥依塔克村和小奥依塔克村之间的片麻状黑云母花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为(277±6) Ma (TIMS 法),但这一年龄样没有具体的采样经纬度,从介绍的情况分析,应为奥依塔克岩体.新疆第二区调队采用颗粒锆石 U-Pb 蒸发法获得的年龄为(359±46) Ma<sup>1)</sup>,但这一年龄值误差偏高.姜耀辉报道了 Sm-Nd 法获得年龄为 623 Ma,另外还有 270~

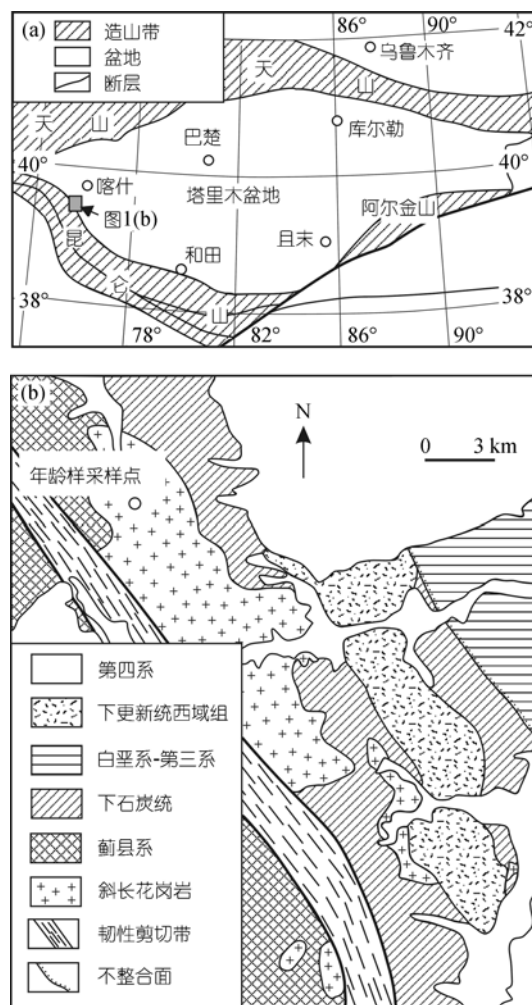


图 1 奥依塔克花岗岩所处的构造位置(a)及岩体地质图(b) (b)是依据新疆第二区域地质调查大队 1:5 万资料简化

1) 新疆地质矿产局第二区域地质调查大队. 新疆阿克塔什-奥依塔克地区 1:5 万区域地质调查报告. 1994. 114-179

300 Ma的K-Ar年龄和Rb-Sr年龄(623 Ma及 270~300 Ma的年龄资料转引自王中刚. 没有查阅到有关原始资料)<sup>[23]</sup>.

## 2 岩体及岩石学特征

奥依塔克岩体在地理位置上位于奥依塔克乡东部(图 1(a)). 根据我们的路线地质调查及新疆第二区调队 1/5 万填图资料<sup>1)</sup>, 岩体侵入到中元古代艾连卡特群火山岩、变质碎屑岩及下石炭统火山沉积岩系中<sup>[24]</sup>, 在与石炭系接触的边界发育热接触变质岩. 在岩体西侧, 发育一条大型韧性剪切带(图 1(b)). 从区域调查分析, 岩体的主体部分出露于韧性剪切带北东侧, 但在南西侧也有类似的小岩株发育. 1:5 万地质填图计算获得岩体出露面积约 60 km<sup>2</sup>, 另外由于韧性剪切带的破坏, 岩体侵入时的面积可能要大于现在的出露面积. 根据填图结果和薄片研究, 岩石类型以中酸性为主, 包括极少量的中性侵入岩, 根据岩石中矿物组成分类, 主要有闪长岩、石英闪长岩、奥长花岗岩和奥长花岗岩闪长岩等, 并以英云闪长岩和花岗闪长岩为主(占出露面积的 80%以上)<sup>1)</sup>. (1) 闪长岩主要由斜长石(50%~55%)和角闪石(40%~45%)组成, 斜长石的An = 30~40, 常被葡萄石、绢云母交代, 暗色矿物角闪石常呈自形镶嵌其中; 角闪石为普通角闪石类, 呈柱状或纤状集合体, 可见针状体, 粒度小者常呈八边形辉石假象, 副矿物包括榍石(~1%)、锆石、黄铁矿(已被氧化)等; (2) 石英闪长岩主要由斜长石(60%~65%)、普通角闪石(10%~15%)、石英(15%~20%)、钛磁铁矿(1%~5%)组成, 斜长石为自形板条状, 发育中等的绢云母化、黝帘石化. 普通角闪石为自形半自形粒状, 大部分已绿泥石化、绿帘石化, 沿解理边缘析出白钛矿, 石英为它形极不规则状, 填隙状分布在斜长石和角闪石中, 钛磁铁矿(1%~5%), 他形半自形, 四周可见榍石、磷灰石等. 副矿物包括锆石、榍石、磷灰石等; (3) 奥长花岗岩主要由斜长石(55%~60%)、石英(35%~40%)、角闪石(2%~5%)组成. 斜长石为更中长石(An = 20~30), 板条状, 被绢云母、黝帘石交代, Np为正低突起, 石

英为他形粒状、填隙状, 大小不等, 斜长石常自形镶嵌在石英中. 暗色矿物已经全部被绿泥石(1%~5%)、绿帘石(1%~5%)交代, 并有白钛石(1%)析出, 但在部分薄片尚可以见到残留的角闪石晶形. 副矿物包括锆石、铁氧化物, 另外有自然金出现在人工重砂分析中; (4) 黑云母花岗闪长岩主要由黑云母(1%~5%)、斜长石(50%~55%)、条纹长石(5%~10%)、石英(30%~35%)等组成. 斜长石呈板状, 发育绢云母化和黝帘石化; 石英呈他形粒状, 波状消光; 黑云母已完全被绿泥石交代, 但 001 面解理清楚. 另有少量的普通角闪石, 副矿物为榍石、白钛石、锆石等.

组成奥依塔克岩体的上述四种主要的岩石类型在区域上没有截然的变化边界, 均为渐变过渡接触关系, 出露在南部的两个小岩株为粗粒黑云母花岗闪长岩(图 1(b)), 因此从区域岩石学特征可以看出, 结晶分异作用可能是造成岩石类型变化的最重要的原因. 另外, 1:5 万填图中, 在岩体内部没有见到任何类型的包体.

尽管岩石中发育多种蚀变, 但长石、角闪石等主要矿物在薄片仍可以很好地鉴别, 尤其是斜长石, 基本可以测定牌号, 且以更中长石为主, 因此从岩相学判断, 奥依塔克岩体主要由类似 TTG 岩系的奥长花岗岩和英云闪长岩组成.

## 3 锆石 U-Pb 年龄

锆石 U-Pb 年龄样品取自小奥依塔克村东(样品编号: KL027), 采样点坐标为: E = 75°13'20", N = 39°3'40". 样品重约 5 kg, 破碎后手工淘洗分离出重砂, 经磁选和电磁选后, 在双目镜下挑出锆石(大于 2000 粒). 选取代表性锆石 100 余粒, 制靶后通过透射光和反射光照相, 并在中国科学院地质与地球物理研究所采用阴极发光对锆石结构进行研究. 样品测试是在中国地质科学院离子探针中心完成, 采用 TEMORA 标样(~417 Ma, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U = 0.06683)进行校正, 扫描数 = 5, 详细的测试流程见文献[25]. 测试结果见表 1.

所有的锆石为长柱状晶体, 长轴在 150~250 μm

1) 见 882 页脚注

表 1 奥依塔克斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年数据表(KL027)

点号	U / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th/U	$f_{206}^{\text{a}}$ (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ( $\pm 1\sigma$ )	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ( $\pm 1\sigma$ )	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ( $\pm 1\sigma$ )	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma) ( $\pm 1\sigma$ )	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄 (Ma) ( $\pm 1\sigma$ )			
1.1	100	28	0.29	0.00	0.0533	2.9	0.388	5.5	0.0527	4.6	335 $\pm$ 10	347 $\pm$ 100
2.1	119	39	0.34	0.42	0.0518	2.7	0.382	5.2	0.0536	4.4	325.3 $\pm$ 9.3	443 $\pm$ 110
3.1	44	7	0.17	1.68	0.0528	3.3	0.391	8.2	0.0537	7.5	332 $\pm$ 11	149 $\pm$ 220
4.1	278	84	0.31	0.00	0.0547	4.0	0.421	4.8	0.0558	2.7	343 $\pm$ 14	471 $\pm$ 59
5.1	159	52	0.34	0.00	0.0522	2.7	0.396	4.9	0.0550	4.1	328.1 $\pm$ 9.3	511 $\pm$ 86
6.1	59	10	0.18	1.78	0.0499	3.2	0.394	6.5	0.0573	5.7	314 $\pm$ 10	168 $\pm$ 230
7.1	311	146	0.49	0.25	0.0552	2.5	0.426	3.4	0.0560	2.3	346.6 $\pm$ 9.2	252 $\pm$ 71
8.1	267	81	0.31	0.12	0.0539	2.6	0.409	3.7	0.0550	2.6	338.7 $\pm$ 9.0	387 $\pm$ 65
9.1	265	110	0.43	0.25	0.0510	2.6	0.368	3.7	0.0524	2.7	320.9 $\pm$ 8.6	174 $\pm$ 90
10.1	195	61	0.32	0.26	0.0515	2.9	0.402	6.1	0.0567	5.4	323.6 $\pm$ 9.7	350 $\pm$ 140
11.1	88	21	0.25	1.24	0.0530	3.1	0.381	7.0	0.0521	6.2	333 $\pm$ 11	285 $\pm$ 340
12.1	200	59	0.31	0.35	0.0523	3.0	0.385	4.4	0.0534	3.2	329 $\pm$ 10	348 $\pm$ 90
13.1	119	30	0.26	0.39	0.0525	3.4	0.407	5.3	0.0562	4.1	330 $\pm$ 11	515 $\pm$ 120
14.1	112	31	0.29	0.91	0.0508	2.8	0.400	4.9	0.0571	4.1	319.4 $\pm$ 9.1	273 $\pm$ 130
15.1	149	42	0.29	0.00	0.0520	2.7	0.373	4.5	0.0519	3.7	327.1 $\pm$ 9.0	348 $\pm$ 80
16.1	1306	722	0.57	0.09	0.0547	2.5	0.409	2.8	0.0542	1.2	343.5 $\pm$ 9.2	345 $\pm$ 29

a)  $f_{206}$ : 普通铅含量百分数; 采用  $^{204}\text{Pb}$  校正

之间, 长短轴之比为 2 : 1 ~ 4 : 1. 透明无色. 在阴极发光照片中, 具有典型的岩浆锆石生长环带, 有少量锆石发育继承性的核. 对 16 粒锆石的 16 次分析结果表明(所有测点均位于锆石边部), 其 U = 59~1306  $\mu\text{g}/\text{g}$ , Th = 7~722  $\mu\text{g}/\text{g}$ , Th/U = 0.17~0.57, 表明分析的锆石均为岩浆结晶形成. 16 个测点在误差范围内  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  年龄一致. 在  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  -  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  图解中(图 2), 所有测点均落在谐和线上, 采用  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄平均, 获得平均年龄为(330.7 $\pm$ 4.8) Ma (MSWD = 0.89), 这一年龄代表了岩浆结晶的年龄. 我们对库地蛇绿岩中伟晶辉长岩的锆石 U-Pb 测年结果表明, 库

地超镁铁岩不晚于 525 Ma<sup>[26]</sup>, 因此, 年代学差异以及奥依塔克岩体侵入于本区前寒武纪艾连卡特群及下石炭统的地质事实, 均不支持奥依塔克花岗岩属于库地蛇绿岩的组成部分<sup>[16,17]</sup>.

## 4 岩石地球化学特征

### 4.1 测试方法

本文测试了 12 件样品的岩石主化学成分、稀土元素及微量元素, 5 件样品的 Sm-Nd 同位素组成. 岩石的主化学成分采用 XRF 分析, 稀土和微量元素采用 ICP-MS 分析, 具体测试方法见文献[27]; Nd 同位素采用 ICP-MS 分析, 测试方法见文献[28]. 以上测试均在中国科学院广州地球化学研究所完成. 另外, 我们收集了新疆第二区域地质调查大队在 1 : 5 万填图中测试的 12 件样品的主化学成分及 5 件样品的稀土结果(没有对应的微量元素. 由于交通问题, 本次工作没有获得相对偏基性的样品). 24 件样品的主化学成分、17 件样品的稀土、12 件样品微量元素及 5 件样品的 Sm-Nd 同位素分析结果分别列于表 2, 3 中.

### 4.2 主量元素及微量元素地球化学

岩石的主化学成分中,  $\text{SiO}_2 = 55.11\% \sim 77.72\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量变化大(11.76% ~ 15.3%). 随着  $\text{SiO}_2$  的含量逐渐增加, 岩石的  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(0)}$ , CaO 和 MgO 出现有

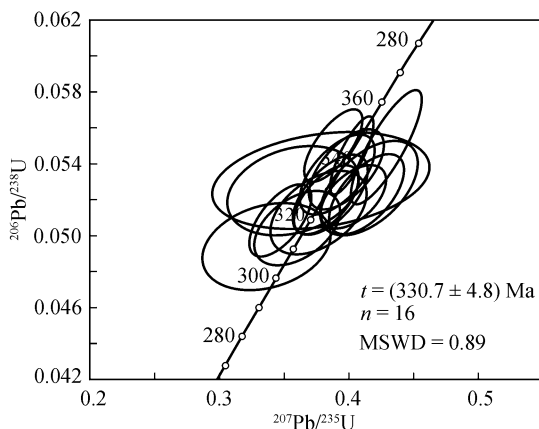


图 2 锆石 U-Pb 年龄谱和图

表 2 奥依塔克岩体岩石主化学成分、稀土元素及微量元素组成<sup>a)</sup>

样品	027-1	027-2	027-3	027-4	027-5	027-6	027-7	027-8	027-9	027-10	027-11	027-12
SiO <sub>2</sub>	74.31	75.21	73.74	73.03	75.37	74.85	73.29	73.29	72.77	74.03	75.19	73.55
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.20	0.20	0.20	0.21	0.22	0.19	0.23	0.23	0.19	0.22	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.68	13.42	13.59	14.17	13.41	13.64	14.31	13.98	14.32	13.52	13.13	13.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	2.93	2.96	2.83	2.88	2.81	2.87	3.17	3.29	2.76	2.99	3.15
CaO	2.25	2.04	2.17	2.41	2.21	2.34	2.39	2.29	2.71	2.16	2.16	2.39
MgO	0.31	0.34	0.36	0.36	0.37	0.36	0.33	0.42	0.41	0.35	0.38	0.40
K <sub>2</sub> O	1.42	1.60	1.59	1.48	1.26	1.33	1.58	1.73	1.22	1.47	1.53	1.46
Na <sub>2</sub> O	4.49	4.23	4.41	4.61	4.36	4.48	4.67	4.35	4.66	4.45	4.07	4.46
MnO	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
LOI	0.67	0.51	0.65	0.55	0.55	0.47	0.63	0.71	0.63	0.51	0.67	0.50
Σ	99.97	100.55	99.77	99.72	100.70	100.57	100.36	100.27	100.33	99.53	100.41	100.05
La	7.84	4.92	5.39	11.13	6.50	8.44	11.35	7.59	5.44	8.59	6.43	5.63
Ce	21.3	14.4	15.5	28.4	17.8	22.5	30.3	20.8	15.0	22.3	18.0	15.9
Pr	3.46	2.61	2.92	4.46	2.97	3.57	4.62	3.34	2.67	3.57	3.07	2.86
Nd	16.79	13.04	14.94	19.77	14.75	17.86	21.39	17.51	13.92	16.73	15.95	14.76
Sm	4.97	4.33	5.35	5.45	4.81	4.92	5.69	5.40	4.66	4.71	5.07	4.81
Eu	0.73	0.66	0.68	0.77	0.72	0.75	0.76	0.73	0.83	0.70	0.68	0.75
Gd	6.34	6.15	7.26	6.53	6.96	6.27	6.97	7.26	6.71	6.27	6.91	6.64
Tb	1.12	1.15	1.30	1.14	1.19	1.12	1.23	1.24	1.17	1.08	1.26	1.24
Dy	7.06	7.44	8.74	7.36	7.89	7.21	7.65	8.02	7.93	7.20	8.18	7.84
Ho	1.59	1.74	1.95	1.62	1.78	1.58	1.77	1.84	1.71	1.68	1.87	1.75
Er	4.72	5.24	5.78	4.94	5.18	4.74	5.39	5.66	5.08	4.91	5.74	5.37
Tm	0.70	0.83	0.90	0.81	0.81	0.73	0.84	0.86	0.75	0.76	0.86	0.84
Yb	4.94	5.73	6.08	5.93	5.77	5.32	5.79	5.88	5.54	5.44	6.05	5.85
Lu	0.84	0.98	1.03	1.04	0.99	0.88	0.97	0.97	0.92	0.93	1.03	0.98
ΣREE	82.4	69.3	77.9	99.4	78.2	85.9	104.7	87.1	72.3	84.9	81.12	75.2
δEu	0.40	0.39	0.34	0.40	0.38	0.41	0.37	0.36	0.45	0.40	0.35	0.41
Rb	23.8	25.8	26.4	22.8	19.7	23.4	27.0	29.4	19.6	30.8	25.9	24.9
Sr	53.2	48.1	53.5	60.9	56.5	59.9	58.1	63.5	67.0	59.4	53.8	58.6
Ba	152	140	170	137	140	157	161	176	146	172	152	157
Nb	1.71	1.74	1.92	2.32	1.90	1.86	1.83	2.06	1.85	1.78	2.18	1.97
Ta	0.13	0.17	0.15	0.26	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.13	0.19	0.16
Zr	94.9	111.9	100.1	118.6	149.7	136.9	92.29	128.5	86.3	120.9	98.9	154.3
Hf	3.23	3.98	3.68	4.35	5.18	4.64	3.41	4.24	3.09	3.91	3.66	4.57
Y	45.3	49.7	54.3	48.6	51.1	46.6	54.6	54.4	48.1	50.8	54.4	51.9
Cr	8.97	5.46	6.71	3.65	7.12	6.44	12.44	5.86	4.91	8.15	17.42	12.1
Ni	1.21	1.07	0.94	1.55	2.39	1.09	3.60	1.18	1.19	2.35	3.72	3.58
Ga	13.8	13.0	13.8	14.9	13.9	14.8	15.2	15.1	15.5	14.2	13.9	14.5

a) 所有样品薄片鉴定均为斜长花岗岩。其中 I-1 为闪长岩; I-3, I-9, D7011 和 XXI-4 为英云闪长岩; 其余为斜长花岗岩(据新疆第二区域地质调查大队 1:5 万区域地质调查资料)



表 2(续)

样品	I-1	I-3	I-9	D7011	XXI-4	D7166	I-11	I-12	D7413	I-13	I-N300	I-15
SiO <sub>2</sub>	55.11	61.57	62.53	67.47	65.68	71.54	75.9	76.92	77.72	74.53	74.69	74.49
TiO <sub>2</sub>	1.93	2.00	1.36	0.42	0.58	0.42	0.20	0.18	0.08	0.21	0.21	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.82	14.55	15.3	14.12	13.96	13.85	11.93	12.41	11.76	12.51	12.8	12.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.33	3.99	2.52	1.49	2.62	1.38	1.1	1.06	1.12	1.24	1.16	1.35
FeO	5.43	2.88	4.48	3.38	2.36	1.82	1.53	1.12	0.84	1.22	1.57	1.44
CaO	7.1	5.53	2.28	5.13	5.08	2.62	2.04	1.48	0.23	2.4	2.49	1.66
MgO	2.87	1.84	2.74	1.66	1.2	0.75	0.55	0.25	0.25	0.51	0.37	0.74
K <sub>2</sub> O	0.09	0.23	1.17	0.36	0.23	1.68	0.13	0.16	1.22	1.34	0.88	0.6
Na <sub>2</sub> O	5.14	5.11	3.57	3.18	5.1	4.39	5.67	5.57	6.5	4.51	4.46	5.5
MnO	0.17	0.09	0.13	0.13	0.08	0.1	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.48	0.22	0.14	0.27	0.24	0.17	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05
LOI	1.3	1.47	3.03	2.13	2.01	0.69	0.92	0.73	0.28	0.77	1.2	1.07
La		7.91	5.62	7.23	4.85				19.9			
Ce		12.51	12.6	10.21	10.58				47.3			
Pr		2.08	1.89	2.16	1.99				8.34			
Nd		10.06	9.63	10.49	8.94				48			
Sm		2.67	2.7	2.06	2.67				13.4			
Eu		0.36	0.64	0.46	0.49				1.92			
Gd		3.13	3.99	3.83	4.18				16.3			
Tb		0.77	0.7	0.93	1.11				3.18			
Dy		4	5.51	5.39	5.92				25.4			
Ho		0.77	1.25	1.31	1.48				5			
Er		2.87	3.76	4.6	4.79				14.7			
Tm		0.41	0.54	0.7	0.72				2.39			
Yb		3.78	3.21	6.59	6.94				14			
Lu		0.6	0.47	0.97	1.06				1.97			
ΣREE		51.92	52.51	56.93	55.72				221.8			
δEu		0.4	0.6	0.5	0.4				0.4			
(La/Yb) <sub>N</sub>		1.5	1.3	0.8	0.5				1.0			

表 3 奥依塔克岩体 Sm-Nd 同位素组成及特征值表

样品	Sm/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Nd/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd $\pm 2\sigma_m$	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>b)</sup>	T <sub>2DM</sub> (Ma) <sup>a)</sup>	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ <sup>a)</sup>
027-1	4.974	16.79	0.18795	0.512965 $\pm$ 0.000008	1029	540	6.76
027-2	4.332	13.04	0.21077	0.513003 $\pm$ 0.000010	392	560	6.53
027-7	5.694	21.39	0.16889	0.512897 $\pm$ 0.000007	836	580	6.23
027-8	5.406	17.51	0.19588	0.513006 $\pm$ 0.000009	1122	500	7.22
027-10	4.712	16.73	0.17869	0.512991 $\pm$ 0.000007	677	470	7.65

a) 采用 ICP-MS 分析, 分析单位: 中国科学院广州地球化学研究所同位素实验室; b) 计算公式见文献[29]

规律的下降趋势(图 3(a)~(d)), 但Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (3.54% ~ 6.25%)的变化不显著(图 3(e)), 岩石显示强烈的富Na低K, Na/K = 4 ~ 87(摩尔数), 英云闪长岩的Na/K一般大于 20, 而花岗岩部分一般在 4 ~ 8 之间. 岩石的Fe/Mg = 1.6 ~ 4.6(摩尔数), 并且随着SiO<sub>2</sub>的增加, Fe/Mg表现出增加趋势. 英云闪长岩的A/CNK一般小

于 1.0, 而花岗岩的A/CNK在 1.0 左右变化(图 3(f)), 表明岩石属于准铝质到弱过铝质系列. 经CIPW计算, 在An-Ab-Or分类图解中(图 4), 所有花岗岩样品均位于奥长花岗岩区, 而中性部分位于英云闪长岩区, 这与薄片观察的结果是一致的. 岩石主量元素类似太古代TTG岩系和现代的艾达克岩 [30].

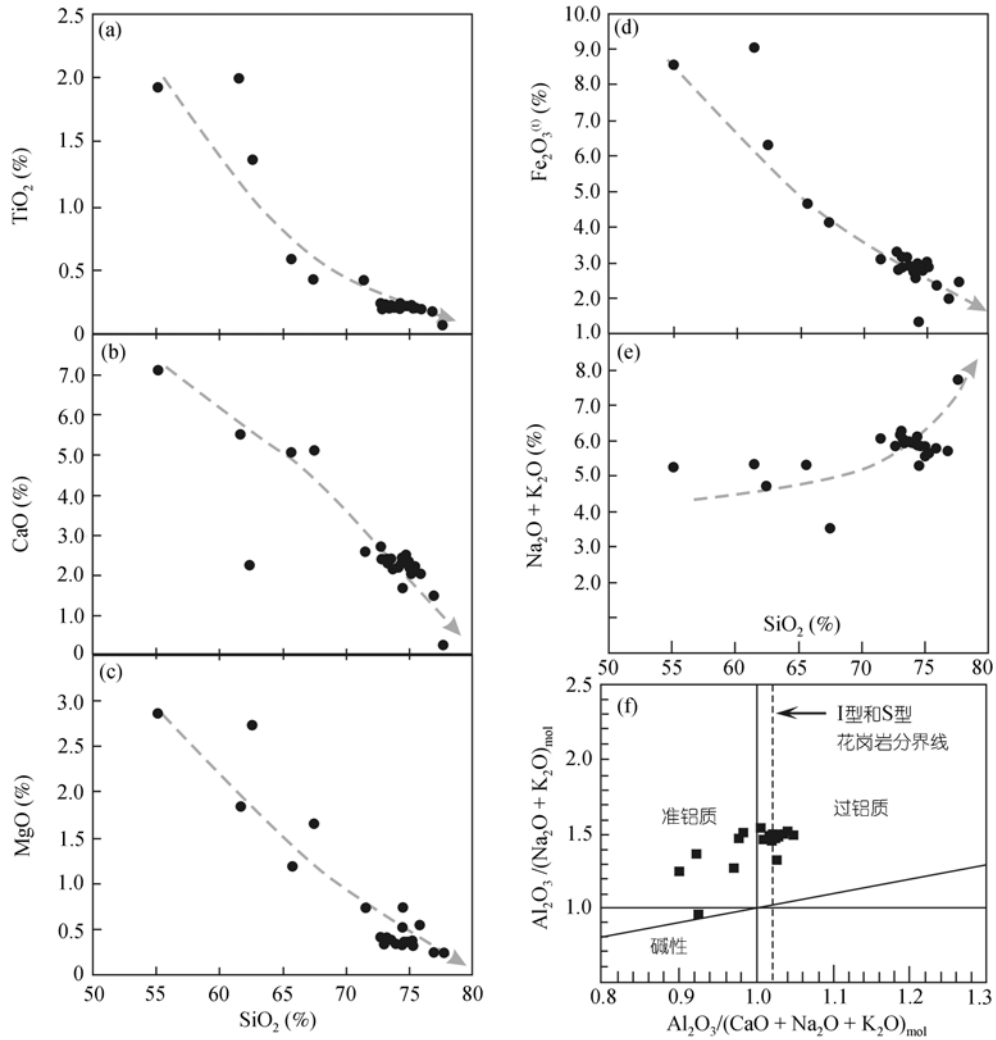


图 3 奥依塔克花岗岩 SiO<sub>2</sub> 对 TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>(0)</sup> 和 Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 变异图(a)~(e)及 A/CNK-A/NK 图解(f)

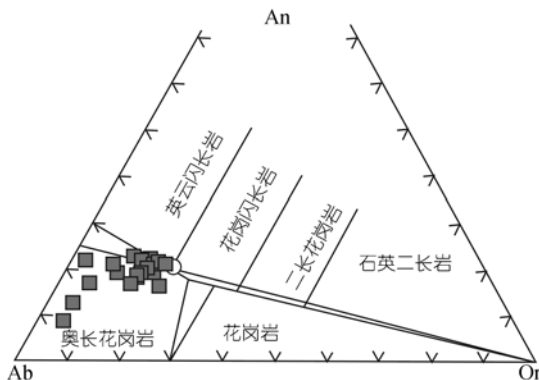


图 4 奥依塔克花岗岩 An-Ab-Or 分类图

本文分析的 12 件花岗岩样品的稀土元素特征表明, 岩石的稀土总量低,  $\Sigma\text{REE} = 69\sim 105 \mu\text{g/g}$ .  $\delta\text{Eu} = 0.34 \sim 0.45$ , 具有中等的 Eu 负异常.  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.6 \sim 1.4$ , 岩石的轻重稀土基本没有分异, 部分样品还表现出轻稀土亏损. 在球粒陨石标准化图解中 [31], 12 组样品有相似的配分模式(图 5(a)), 轻重稀土近于水平分布. 另外新疆第二区域地质调查大队所做的 5 件稀土样品中, 四件样品为英云闪长岩类( $\Sigma\text{REE} = 52\sim 57 \mu\text{g/g}$ ), 一件样品为黑云母花岗岩( $\Sigma\text{REE} = 222 \mu\text{g/g}$ ). 从英云闪长岩→奥长花岗岩→黑云母花岗岩, 稀土总量是逐渐升高的, 但配分模式几乎一致(图 5(a)),

表明不同岩性的原始岩浆是同源系列。由于岩石普遍发育弱到中等的绢云母化、绿泥石化、绿帘石化等蚀变,因此在微量元素分析中,主要考虑高场强元素(HFSE)。和洋脊花岗岩相比, HFSE中Nb, Ta, Zr, Hf, Y和Yb等均低于洋脊花岗岩标准值<sup>[32]</sup>,但Y, Yb和Lu的含量非常接近洋脊花岗岩。大离子亲石元素(LILE)Rb和Ba等分别高出洋脊花岗岩 4~7 倍和 3~4 倍。在原始地幔标准化蛛网图中<sup>[30]</sup>(图 6(b)), Nb-Ta, Sr, P和Ti等表现出强烈的亏损,而Th, La, Ce, Nd, Zr, Hf, Y, Yb和Lu等元素均高出原始地幔十倍至数十倍,且富集程度近于一致。

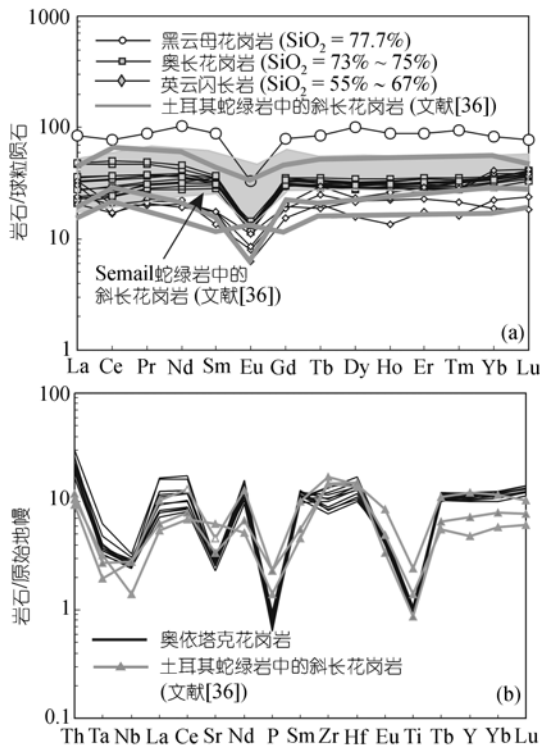


图 5 奥依塔克岩体稀土元素球粒陨石标准化图(a)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)  
(详细说明见文中)

### 4.3 Sm-Nd 同位素特征

Sm-Nd同位素特征以Nd的模式年龄和 $\epsilon\text{Nd}(t)$  (331 Ma)来表示。由于岩石的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值变化大,因此宜采用两阶段模式来计算其模式年龄<sup>[29]</sup>。结果表明,岩石的 $T_{2\text{DM}}$ 为 470~580 Ma之间, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 为 6.23

~7.65(表 3)。

## 5 讨论

### 5.1 岩石类型

从岩石的矿物组成首先确定奥依塔克花岗岩不属于S型<sup>[11]</sup>。岩石的低碱度( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.54\% \sim 6.25\%$ )以及低的Ga含量( $13.0 \sim 15.5 \mu\text{g/g}$ , 表 2)、Nb/Y比值表明它也不属于A型<sup>[33]</sup>。那么只有可能是I型或是M型。综合区域地质及地球化学研究,表明原始岩浆是来自“年轻的”底侵玄武质下地壳重熔(详见下述),因此属于I型。然而,奥依塔克岩体与典型的I型花岗岩仍存在地球化学上的显著差异,如Kemp和Hawkesworth<sup>[34]</sup>对拉克兰褶皱带 1074 个I型花岗岩样品的地球化学统计表明, I型花岗岩 $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO}) < 0.8$ ,  $\text{Sr}/\text{Y} = \sim 23$ 。而奥依塔克岩体的酸性部分 $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO}) = 0.8 \sim 0.9$ ,  $\text{Sr}/\text{Y} = \sim 1$ 。相反,奥依塔克岩体在很多方面与大洋斜长花岗岩相似,如稀土、微量元素特征(图 5)<sup>[35,36]</sup>、正的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值以及高Y, Yb, Lu含量。这些特征可能反映了原始岩浆部分熔融条件以及源区岩石的地球化学属性。

### 5.2 岩浆的源区

从野外地质特征分析,奥依塔克花岗岩侵入于本区下石炭统中基性火山-沉积岩和中元古代艾连卡特群中,首先排除了由洋脊玄武岩岩浆直接分异形成的可能,因此该岩体不可能如前人认识的那样属于大洋斜长花岗岩<sup>[16,17]</sup>。对于原始岩浆的源区,我们排除以下几种可能:(1)不会来自本区的艾连卡特群以及古元古代赫罗斯坦侵入杂岩,因为它们的 $\text{K}_2\text{O}$ 含量明显比 $\text{Na}_2\text{O}$ 要高<sup>[24,37,38]</sup>;(2)本区下古生界主要为台地相的碎屑沉积岩,基本不含火山岩<sup>[39,40]</sup>,因此也被排除;(3)尽管岩石的主化学成分接近太古代TTG岩系及现代的艾达克岩,以及在微量元素的原始地幔标准化蛛网图中表现出Nb-Ta的显著亏损( $\text{Nb}/\text{La} = \sim 0.3$ ),但岩石的稀土特征(重稀土没有亏损)、高场强元素的含量(如高的Y和Yb含量)、低的Sr/Y比值( $\sim 1.0$ )与TTG岩系或艾达克岩呈现出显著差异<sup>[30,41]</sup>,原始岩浆不会来自俯冲板片的部分熔融;(4)前人的研究以及我们的测试分析(未刊资料)表明,本区的下石炭



统基性火山岩的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 为 3~6 之间(在天山有少量的基性火山岩可大于 7.0)<sup>[13,16,42]</sup>, 但下石炭统基性火山岩稀土元素具有LREE及LILE富集特征<sup>[16,42]</sup>, 且奥依塔克岩体的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 甚至比下石炭统基性火山岩要高, 因此下石炭统基性火山岩也不可能为其岩浆源区。

Bonin等<sup>[43]</sup>研究表明, 至少部分花岗质岩浆的形成和上地幔之间存在直接联系, 但这种酸性熔体在一般呈包裹体出现在幔源岩石中, 很难形成有规模的岩体。一般情况下, 地幔不可能直接通过部分熔融形成酸性岩浆。实验岩石学研究表明, 具有TTG或艾达克岩主量元素组成的花岗质熔体, 其源区必须是铁镁质的(包括底侵的玄武岩、俯冲板片或是先期存在基性下地壳岩石)<sup>[41,44,45]</sup>。由于在区域上出露的岩石均不可能做为奥依塔克花岗岩岩浆的源区, 因此其来源只有三种可能: (1) 由底侵的玄武岩浆直接通过结晶分异形成酸性熔体侵入到中上部地壳形成; (2) 先期底侵的玄武岩部分熔融形成; (3) 壳幔岩浆的混合。如果是第一种模式, 那么岩石的Nd模式年龄应与成岩年龄非常相近, 但从分析结果看, 岩石的 $T_{2\text{DM}}$ 和锆石U-Pb年龄相差 140~220 Ma, 尽管两者之间的差异可以是高成熟度的地壳物质混染所致, 但岩石的相对高的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值、稀土元素的组成等均不支持成熟的大陆地壳混染。在研究区东部的巴楚, 出露有 305~357 Ma的基性~超基性层状杂岩体, 且在这一带发育大范围的重、磁异常, 因此有理由推测在塔里木西部的深处发育石炭纪大规模的基性岩浆底侵, 但这一层状杂岩的地球化学特征表明, 其轻稀土相对富集(图 6)<sup>[12]</sup>, 因此进一步证明奥依塔克花岗岩原始岩浆并不是来自底侵的玄武岩浆直接结晶分异形成。对于壳幔混合模式, 首先排除由亏损地幔来源的玄武岩浆和来自成熟大陆地壳的岩浆混合, 因为这样会明显影响岩石的轻稀土含量(轻稀土增加)并迅速降低 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值, 如拉克兰地区 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值最高的 I 型花岗岩受到陆壳混合的比例只占 8%左右, 而 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值降低的幅度在 2.0<sup>[34]</sup>。另外在岩体中没有见到任何镁铁质包体(在薄片中没有微粒暗色包体)从岩相学角度不支持岩浆混合模式<sup>[46]</sup>。

综合上述分析, 奥依塔克岩体最有可能的岩浆

源区是“年轻的”底侵玄武质下地壳, 少量锆石中出现浑圆状且颜色较深的核可能代表了镁铁质源区岩石继承性锆石。

### 5.3 部分熔融条件及部分熔融程度的估计

由于玄武质岩石发生脱水熔融的温度必须在 850℃以上, 而玄武岩底侵导致下地壳熔融温度一般不超过 950℃<sup>[47]</sup>, 因此可以大致确定熔融时的温度为 850~950℃。研究表明, 在 800~1000℃范围内, 石榴石稳定线的位置依据不同源岩在 0.9~1.4 MPa范围内变化<sup>[48]</sup>。由于岩石轻重稀土没有分异, 因此石榴石不可能做为残留相, 那么熔融的压力应低于 0.9 MPa(小于 30 km深度)。

Beard和Lofgren<sup>[49]</sup>, Rushmer<sup>[50]</sup>的实验岩石学研究表明, 在压力低于 1.0 MPa时, 玄武质岩石(玄武岩或斜长角闪岩)部分熔融过程中, 石榴石是不稳定的, 高程度部分熔融程度产生的岩浆是英云闪长质而不是奥长花岗质的, 同时也没有重稀土的亏损。由于奥依塔克岩体从中性到酸性的变化是受结晶分异的控制(详见下节描述), 因此推测其原始岩浆应接近英云闪长质( $\text{SiO}_2 = 60\% \sim 65\%$ , I-1 号样品出现异常低的 $\text{SiO}_2$ 可能是暗色矿物堆的结果)。Beard和Lofgren<sup>[49]</sup>, Rushmer<sup>[50]</sup>的实验结果与奥依塔克岩体的地球化学特征吻合( $T = 850 \sim 950^\circ\text{C}$ 之间,  $P < 0.9 \text{ MPa}$ )。另外, 依据Rollinson对源岩为拉斑质辉长岩不同熔融程度下稀土元素配分模式的总结(图 6)<sup>[51]</sup>, 低程度的部分熔融, 轻稀土相对重稀土富集, 只有当熔融程度达到 50%, 出现的稀土配分模式和源区岩石的配分模式接近一致(稀土总量存在差异), 而这时熔体化学成分接近英云闪长质。由于在区域上没有发现源区的岩石, 也没有相关的包体可以用以推测源区残留相成分, 我们在这里假设源区的岩石为拉斑玄武岩(N-MORB), 在 50%~60%部分熔融程度下, 假设残留相为辉石(40%)+斜长石(50%)+橄榄石(10%), 分别计算不同程度部分熔融形成的熔体稀土元素组成(计算方法见文献[52]), 计算结果见表 4。计算结果除了Eu比实测英云闪长岩偏高外, 其他元素接近一致, 且配分模式奥依塔克英云闪长岩相似(图 6)。这里要补充说明的问题是, 这一模拟计算是概略的, 因为:

表 4 以 N-MORB 为源岩的不同程度部分熔融形成的熔体稀土含量与奥依塔克英云闪长岩实测稀土含量对比

元素	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb
总分配系数(D)	0.24	0.38	0.78	1.74	0.68	0.87
N-MORB/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	7.5	7.3	2.63	1.02	3.68	3.05
50%部分熔融/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	12.09	10.58	2.96	0.74	4.38	3.26
60%部分熔融/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	10.78	9.71	2.88	0.78	4.22	3.22
实测浓度范围/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	10.2~12.6	8.9~10.5	2.1~2.7	0.36~0.64	3.1~4.2	3.2~6.9

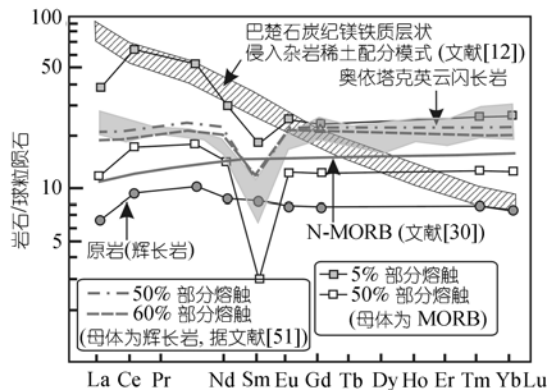


图 6 辉长岩和 N-MORB 不同程度部分熔融形成的熔体稀土元素配分模式和奥依塔克英云闪长岩稀土元素的对比  
其中辉长岩据文献[51], N-MORB 部分熔融是模拟计算的结果

(1) 在平衡部分熔融过程中, 不同的研究人员获得稀土元素分配系数大多在一个范围内, 有时范围很大, 因此总分配系数的确定带有很大的的人为性; (2) 由于 N-MORB 的  $\text{SiO}_2$  在 50% ~ 51% 之间, 部分熔融程度达到 50% 的时候, 融体中的  $\text{SiO}_2$  将会非常低, 因此我们推测底侵的玄武岩浆可能属于适度分异的高  $\text{SiO}_2$  含量玄武岩。

#### 5.4 结晶分异作用

从岩相学分析, 奥依塔克岩体主要由  $\text{SiO}_2$  大于 70% 的花岗岩组成(约占出露面积的 80%), 另有少量的英云闪长岩(20%), 且二者在岩相上呈过渡关系, 因此在岩相上表明结晶分异作用在岩浆演化过程中起到重要作用。在  $\text{SiO}_2$  对  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(t)}$  和  $\text{MgO}$  变化图解中(图 3), 随着  $\text{SiO}_2$  的增加,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(t)}$  和  $\text{MgO}$  均表现出明显降低的趋势, 这表明角闪石、黑云母、辉石等暗色矿物在岩浆结晶过程中不断地从融体中分离。稀土元素特征表明, 从岩石的 Sm 含量变化(4.8~11.4  $\mu\text{g}/\text{g}$ )及  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  比值(0.5~1.4)

变化分析, 岩浆演化主要受到结晶分异的控制, 因为如果岩石的酸性部分是批式熔融过程中低程度部分熔融的结果, 那么  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  值应远远高于中性部分, 而事实上最酸性的部分(样品 D7413)的  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (~1.0) 甚至低于中性部分(样号 I-3, I-9)(图 5(a), 表 2)。我们注意到不同岩性的 Eu 的异常几乎没有变化(0.3~0.6), 这表明斜长石的结晶分异并不显著, 因为如果是斜长石结晶分异控制了 Eu 的负异常, 那么偏酸性的部分应有更显著的 Eu 负异常, 甚至出现稀土元素的四分模式(tetrad pattern), 如中亚造山带的高分异 A 型花岗岩 [53]。相对低的 Sr 含量(48~64  $\mu\text{g}/\text{g}$ )表明在源区有斜长石的残留, 因为 Sr 的含量主要受斜长石的控制 [33], 这表明原始岩浆的 Eu 亏损受源区残留的斜长石控制。  $\text{SiO}_2$  和  $\text{CaO}$  含量的负相关变化可能主要受到辉石、角闪石等暗色矿物的结晶分异影响。另外 P 和 Ti 的降低, 反映了磷灰石、榍石、金红石等副矿物在岩浆结晶早期的结晶分异, 同时, 金红石的结晶分异可以解释微量元素原始地幔标准化图解中的 Nb-Ta 亏损, 因为 Nb-Ta 在金红石中的分配系数高达 20 以上 [51]。

#### 5.5 构造意义

尽管奥依塔克花岗岩具有 M 型花岗岩的地区化学特征, 但野外产状、形成时代均不支持该岩体形成于洋脊或洋岛环境。在塔里木以北地区的中亚造山带, 分布了大量晚古生代~早中生代具有正  $\varepsilon\text{Nd}(t)$  值(0~+4.0)的 A 型花岗岩 [53,54], 但这些花岗岩无论是主量元素还是微量元素与奥依塔克岩体均存在显著的差异。

从区域上分析, 塔里木地块北缘的天山造山带, 发育了石炭纪大规模的中基性火山岩, Xia et al 认为石炭纪时期天山为大陆裂谷环境 [13,55]。天山石炭纪裂谷作用在塔里木内部也有相关的火成岩响应, 如

在塔里木西部的巴楚县出露有 357~306 Ma 的辉橄岩-辉石岩-辉长岩组合的似层状杂岩体<sup>[12]</sup>。根据本区的航磁和重力资料, 在沿巴楚县至喀什以北, 分布有一大型近东西向航磁和重力正异常带<sup>[56]</sup>, 这一正异常带与巴楚一带石炭纪似层状杂岩体密切相关, 我们推测这一带的深部可能隐伏了一条近东西向的超镁铁杂岩带, 属于石炭纪裂谷作用的产物。由于石炭纪基性岩浆的侵入(underplating或/和intraplating, “内侵”?)为奥依塔克岩体的原始岩浆形成提供了直接的热源。

根据区域资料, 结合本文的研究, 表明奥依塔克花岗岩形成于大陆裂谷环境, 是天山石炭纪裂谷作用在塔里木板块内部的响应(图 7)。

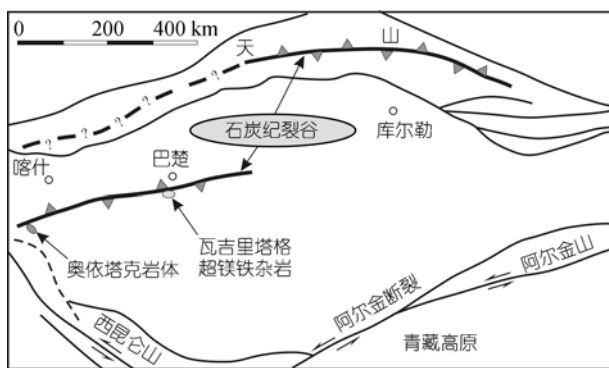


图 7 天山及塔里木内部石炭纪裂谷示意图  
(详细说名见文中)

## 6 结论

根据我们对奥依塔克花岗岩体的野外调查、岩相学分析、锆石 U-Pb 年龄及地球化学综合分析, 结合前人对天山及塔里木地区的区域研究资料, 我们得出以下几点结论:

(1) 奥依塔克岩体主要由奥长花岗岩组成, 含少量的英云闪长岩。通过锆石 U-Pb 测年, 获得岩体结晶的年龄为(330.7±4.8) Ma, 因此该岩体形成于石炭纪而不是早古生代, 因此也不可能是库地蛇绿岩的组成部分;

(2) 尽管奥依塔克岩体的岩石地球化学特征表现出 M 型花岗岩特征, 如轻重稀土没有分异、中等的

Eu 负异常、高的 Y 和 Yb 等高场强元素含量、正的  $\epsilon\text{Nd}(t)$  值等, 但该岩体是侵入下石炭统及中元古界中, 因此它不可能形成于扩张的大洋中脊或是洋岛环境。岩石地球化学特征表明其原始岩浆来源于“年轻的”玄武质下地壳经过 50% 左右部分熔融形成的闪长质~英云闪长质熔体, 原始岩浆经过强烈的结晶分异侵入到中上地壳形成奥依塔克岩体。原始岩浆的熔融温度在 850~950°C, 压力小于 0.9~1.0 MPa;

(3) 在石炭纪时期, 在天山(塔里木北缘)大量的(中)基性火山岩, 属于大陆裂谷背景。奥依塔克岩体是塔里木地块对这一区域构造演化的火成岩响应, 是否由地幔柱导致了天山石炭纪裂谷的形成<sup>[54]</sup>, 有待今后做进一步研究。

**致谢** 在本文写作过程中, 就有关问题请教了周新民教授、沈渭洲教授、陆松年研究员; 匿名审稿人提出了非常有意义的修改建议; 在此一并致谢。

## 参 考 文 献

- Chappell, B W, White A J R. Two constricting granite types. *Pac Geol*, 1974, 8: 173—174
- Loiselle M C, Wones D R. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol Soc Am Abstr Programs*, 1979, 11: 468
- Yang C Q. The genetic types of the granitoids in South China. In: Xu Tu, ed. *Geology of Granites And Their Metallogenic Relations*, Proceed International Symposium, Nanjing University. Beijing: Science Press, 1982. 253—276
- Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc Am Bull*, 1987, 101: 635—643[DOI]
- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, 46: 605—626[DOI]
- Coleman R G, Donato M M. Oceanic Plagiogranite Revisited. In: Barke F, ed. *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1979. 149—168
- Thompson G M, Malpas J, Smith E M. The geochemistry of tholeiitic and alkalic plutonic suites within the Northland ophiolite, northern New Zealand; magmatism in a back arc basin. *Chem Geol*, 1997, 142: 213—223[DOI]
- Floyd P A, Yaliniz M K, Goncuoglu M C. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Lithos*, 1998, 42: 225—241[DOI]
- Liati A, Gebauer D, Mark F C. The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. *Chem Geol*, 2004, 207: 171—188[DOI]

- 10 Kemp A I S, Hawkesworth C J. Granitic perspective on the generation and secular evolution of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd, 2003. 350—400
- 11 Jahn B M, Wu F Y, Capdevila R, et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xingan Mountains in NE China. *Lithos*, 2001, 59: 171—198[DOI]
- 12 李昌年, 路凤香, 陈美华. 巴楚瓦吉里塔格火成杂岩体岩石学研究. *新疆地质*, 2001, 19(1): 38—42
- 13 Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C. Petrogenesis of carboniferous rift-related volcanic rocks in Tianshan, Northwestern China. *Feol Soc Am Bull*, 2004, 116: 419—443[DOI]
- 14 夏林圻, 张国伟, 夏祖春. 天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束——来自震旦纪、石炭纪火山岩的证据. *地质通报*, 2002, 21(2): 55—62
- 15 张传林, 于海锋, 王爱国, 等. 西昆仑西段三叠纪两类花岗岩年龄、构造特征及其对西昆仑早中生代构造演化的时间制约. *地质学报*, 2005, 79(5): 645—652
- 16 丁道桂, 王道轩, 刘伟新, 等. 西昆仑造山带与盆地. 北京: 地质出版社, 1996. 36—107
- 17 姜耀辉, 芮行健, 贺菊瑞, 等. 西昆仑山加里东期花岗岩类构造的类型及其大地构造意义. *岩石学报*, 1999, 15(1): 105—115
- 18 潘裕生, 王毅. 青藏高原叶城-狮泉河路线地质特征及区域构造演化. *地质学报*, 1994, 86: 295—307.
- 19 潘裕生. 青藏高原的形成与隆升. *地学前缘*, 1999, 6(3): 153—162
- 20 邓万明. 喀喇昆仑-西昆仑地区蛇绿岩的地质特征及其大地构造意义. *岩石学报*, 1995, 11(增刊): 98—101
- 21 汪玉珍, 方锡廉. 西昆仑山、喀喇昆仑山花岗岩类时空分布规律的初步探讨. *新疆地质*, 1987, 5(1): 10—24
- 22 张玉泉, 朱炳泉, 谢应雯, 等. 青藏高原西部的抬升速率: 叶城-狮泉河花岗岩  $^{40}\text{R}-^{39}\text{Ar}$  年龄的地质解释. *岩石学报*, 1998, 14(1): 11—22
- 23 王中刚, 毕华, 朱笑青, 等. 昆仑-阿尔金岩浆活动及成矿作用. 国家 305 项目研究报告, 2000, 89—91
- 24 Zhang C L, Dong Y G, Zhao Y, et al. Geochemistry of Mesoproterozoic volcanics in West Kunlun: evidence for the plate tectonic evolution. *Acta Geol Sinica*, 2003, 78: 532—542
- 25 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 2002, (增刊): 26—30
- 26 张传林, 于海锋, 沈加林, 等. 西昆仑库地伟晶辉长岩和玄武岩锆石 SHRIMP 年龄: 库地蛇绿岩的解体. *地质论评*, 2004, 50(3): 639—643
- 27 Li X H. Geochemistry of the Longsheng Ophiolite from the southern margin of Yangtze Craton, SE China. *Geochem J*, 1997, 31: 323—337
- 28 Li X H, Liu D Y, Sun M, et al. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the super-giant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, Southeast China. *Geol Mag*, 2004, 141: 225—231[DOI]
- 29 Li X H, McCulloch M T. Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China. *Precamb Res*, 1996, 76: 67—76[DOI]
- 30 Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 1999, 46: 411—429[DOI]
- 31 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and Processes. In: Saunders A D, Morry M J. ed. *Magmatism in the Ocean Basin*. Geol Soc London Spec Publ, 1989, 42: 528—548
- 32 Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*, 1984, 25: 956—983
- 33 Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 1992, 20: 641—644[DOI]
- 34 Kemp A I S, Hawkesworth C J. Granitic perspective on the generation and secular evolution of the continental crust. In: Rudnick ed. *Treatise on Geochemistry*. Xford: Lsevier-Pergamon, 2003. 349—410
- 35 Floyd A A, Yaliniz M K, Goncuoglu M C. Geochemistry and ptrogenesis of the intrusive and extrusive ophiolitic plagioclases, central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Lithos*, 1998, 42: 225—241[DOI]
- 36 Samson S D, Inglis J D, D'Lemos R S, et al. Geochronological, geochemical, and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precamb Res*, 2004, 135: 133—147[DOI]
- 37 张传林, 王中刚, 沈加林, 等. 西昆仑山阿卡孜岩体锆石 SHRIMP 定年及地球化学特征. *岩石学报*, 2003, 19(3): 523—529
- 38 张传林, 赵宇, 郭坤一, 等. 塔里木西南元古代变质基性火山岩地球化学特征—古塔里木板块中元古代裂解的证据. *地球科学*, 2003, 28(1): 47—53
- 39 新疆地质矿产局. 新疆维吾尔自治区岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999. 143—254
- 40 贾承造, 张师本, 吴绍祖. 塔里木盆地及周边地层(上册). 北京: 科学出版社, 2004. 20—157
- 41 Drummond M S, Defant M J. A modal for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparison. *J Geophys Res*, 1990, 95: 21503—21521
- 42 赵宇, 张传林, 郭坤一. 西昆仑山东段石炭纪火山岩地球化学特征及其形成的构造背景. *火山地质与矿产*, 2001, 22(3): 186—192
- 43 Bonin B, Be'bien J. The granite-upper mantle connection in terrestrial planetary bodies: an anomaly to the current granite paradigm? *Lithos*, 2005, 80: 131—145[DOI]
- 44 Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 1993, 362: 144—146[DOI]
- 45 Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting



- of delamination lower continental crust? *Geology*, 2002, 30: 111—114[DOI]
- 46 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨主编. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 2002. 53—70
- 47 Tsuchiya N, Kanisawa S. Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, Northeastern Japan. *J Geophys Res*, 1994, 99: 22205—22220[DOI]
- 48 Vielzeuf D, Schmidt M W. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contrib Mineral Petrol*, 2001, 141: 251—267
- 49 Beard J S, Lofgren G E. Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kb. *J Petrol*, 1991, 32: 465—501
- 50 Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 1991, 107: 41—59[DOI]
- 51 Rollinson H. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman London, 1993, 352
- 52 赵振华. 微量元素地球化学原理. 北京: 科学出版社, 1997. 7—55
- 53 Jahn B M, Wu F Y, Capdevila R, et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE pattern: the Wudehe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos*, 2001, 59: 171—198[DOI]
- 54 Wu F Y, Jahn B M, Wilde S, et al. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 2000, 328: 89—113[DOI]
- 55 Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C. Carboniferous post-collisional rift volcanism of the Tianshan Mountains, Northwestern China. *Acta Geol Sin*, 2003, 77: 236—260
- 56 芮行健, 贺菊瑞, 郭坤一, 等. 塔里木地块矿产资源. 北京: 地质出版社, 2002. 29—47