帕米尔构造结新生代塔什库尔干A型花岗岩的厘定和成因

柯珊[1,2]

（1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京 100083;
2. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083）

摘要：塔什库尔干碱性杂岩分布在帕米尔构造结的中东部，沿喀喇昆仑断裂展布。本文通过塔什库尔干碱性杂岩代表性岩体—苦子干杂岩的野外地质、岩相学和地球化学研究，认为塔什库尔干杂岩属于A型花岗岩类。同国内外典型A型花岗岩相比，该岩体有着自己的特点，主要受控于源区物质和熔融过程。该A型花岗岩类系加厚下地壳镁铁质榴辉岩的部分熔融，形成的过程中斜长石已不稳定存在，而且残余的矿物组合中石榴石为主要矿物。根据该A型花岗岩的特征和产出的特殊构造背景，该A型花岗岩是在造山过程中的局部拉张条件下形成的，即在青藏高原总体为挤压的背景下，喀喇昆仑大断裂的强烈走滑运动形成。因此，造山带A型花岗岩的出现不一定意味着造山作用的结束，也可以在造山过程中产生，但必须具备拉张环境。

关键词：帕米尔构造结；塔什库尔干碱性杂岩；苦子干杂岩；A型花岗岩类
中图分类号：P588

The ascertainment and petrogenesis of Cenozoic Taxkorgan A-type granitoids in Pamir Syntax

KE Shan[1,2]

(1. State Key laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083;
2. School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract: Taxkorgan alkaline complex, paralleling the Karakorum fault, is located in the middle-east Pamir Syntax. This complex is A-type granitoids based on filed observation, petrography and geochemistry of Kuzigan complex which is a representative pluton of Taxkorgan complex. Compared with typical world A-type granites, this complex has its own special characteristics, mainly controlled by its source rocks and melting conditions. Taxkorgan A-type granitoids were the product of partial melting of mafic eclogite at the base of the thickened crust, with no plagioclase in the source but garnet in the residue. Because of its special tectonic setting, this kind of A-type granitoids was not formed at the end of orogeny. It is a magmatic product induced by the regional extension during the orogenic process, such as large scaled strike-slip movement of the Karakorum.

Key words: Pamir Syntax; Taxkorgan alkaline complex; Kuzigan complex; A-type granitoids

0 引言

帕米尔构造结位于喜马拉雅西北部，是青藏高原挤压变形最强烈的地区之一，也是陆陆碰撞过程中地壳缩短增厚的典型地区[1-2]，至今仍在挤压造山过程中。由于剥蚀深度大，该区高级变质岩及花岗岩岩基出露广泛[3]。在帕米尔构造结东侧，沿着喀喇昆仑断裂带及其次级断裂带，就展布着5个新生代碱性杂岩体和数个花岗岩体，其中塔什库尔干岩体是区内新

基金项目：教育部博士点新教师基金（20070491518）；GPMR开放基金项目（GPMR0742）
作者简介：柯珊（1975-），女，讲师，主要从事青藏高原岩浆作用与地球动力学研究. E-mail: keshan@cugb.edu.cn

生代最大的碱性杂岩，主要由正长岩和花岗岩组成。作为大陆上地壳的主要组成部分和深部地壳熔融的产物，花岗岩类的成因和演化一直是探讨大陆岩石圈的结构、组成和演化的重要手段[4]。因此，塔什库尔干杂岩岩石类型的厘定和成因探讨，将对帕米尔构造结地区的岩石圈组成、挤压缩短等构造演化提供重要的信息。

岩相学和岩石地球化学研究显示塔什库尔干杂岩可归属为 A 型花岗岩，但与典型的 A 型花岗岩相比，表现出一些不同的地球化学的特征，是其形成的源区、熔融条件及构造环境使然。鉴于其产出的构造环境，塔什库尔干 A 型花岗岩的出现不代表着碰撞造山作用的结束，而是形成于造山过程中的局部伸展。

1 地质概况和岩相学特征

塔什库尔干杂岩位于中、南帕米尔交界处[5]的东部，沿喀喇昆仑大断裂展布，由苦子干杂岩和卡日巴生岩体组成。在苦子干、赞坎、苏巴什、卡英迪等地均有出露，其中苦子干杂岩辛滚沟剖面最具有代表性，岩石类型全，接触关系清晰。本文仅选择苦子干杂岩为代表，探讨其岩石类型及成因。

苦子干杂岩，位于塔什库尔干县城西 7km，呈北西-南东向延展，面积约 200km^2，平行于塔什库尔干断裂展布，分布于班公湖—怒江缝合带北侧的喀喇昆仑地体内[6]。该岩体的年龄数据虽不少，但多为 K-Ar 和 Ar-Ar 法，年龄跨度大（54~11Ma）[7-11]。柯珊等[12-13]利用高精度锆石 SHRIMP U-Pb 法测定苦子干杂岩，不同岩石类型的年龄均为~ 11Ma。苦子干杂岩岩石类型较多，以正长岩和正长花岗岩两大部分为主。野外可见二者呈涌动接触关系，没有明显的接触界线，据穿插关系，正长岩形成略早。此外，岩体的层状节理较发育，表明岩体侵位较浅。

苦子干杂岩的正长岩种类多达十多种，主要有暗色粗粒碱性正长岩、暗色中细粒碱性正长岩、球粒状碱性正长岩、中粒碱性正长岩、斑杂状碱性正长岩。详细的分类与描述见文献[10][14]。总体来说，岩体以块状构造和中粒结构为主，部分岩石具似斑状结构。正长岩中晶洞构造非常普遍，晶洞充填有深绿色的霓辉石，表明岩体侵位较浅。苦子干正长岩的主要矿物组成为石英（~5%）、钾长石（50%~65%，部分为条纹长石）、斜长石（~10%，An≈20）、霓辉石（10~25%）（岩石局部暗色矿物富集）、偶见角闪石和黑云母，副矿物为磷灰石、榍石、磁铁矿、烧绿石、钙钛矿、极少量方解石等。

苦子干花岗岩岩石类型较正长岩单一，主要为透辉石正长花岗岩。主要矿物种类与正长岩相同，只是石英和斜长石明显增多，斜长石仍以更长石为主，而霓辉石含量明显减少，且霓辉石的霓石分子减少，渐以透辉石为主，含少量黑云母。正长岩和正长花岗岩类似的矿物组合及其时空关系暗示着二者可能存在一定的成因联系。

2 地球化学特征

苦子干杂岩 SiO_2 含量 54.18~74.81%，变化范围较宽。整个岩体全碱含量高（$K_2O + Na_2O$ = 7.29~11.95），与岩体出现碱性暗色矿物完全吻合，属于碱性—过碱性岩石系列。岩体 K_2O/Na_2O>1，A/CNK（Al/（Ca+Na+K））<1，总体为碱性钾质岩石系列[12]。岩体的稀土元素总量很高（图 1，2a），尤其是苦子干正长岩，稀土元素总量高达 1010~1849ppm。正长岩和正长花岗岩的球粒陨石标准化分配型式均为平滑右倾型，轻稀土元素强烈富集，轻、重稀土元素的分馏明显，具弱的 Eu 负异常（图 2a）。苦子干正长岩和正长花岗岩 LREE / HREE 比值分别为 22~30、17~37；$(La/Yb)_N$ 比值均较高，分别为 54~88、21~81[12]。重稀土元素之

间没有明显的分馏，元素点间的斜率很小（图 2a）。正长岩和正长花岗岩稀土元素配分曲线都近乎平行，只是总量上有所差别（正长岩类高于花岗岩类），暗示它们应该具有类似的起源。

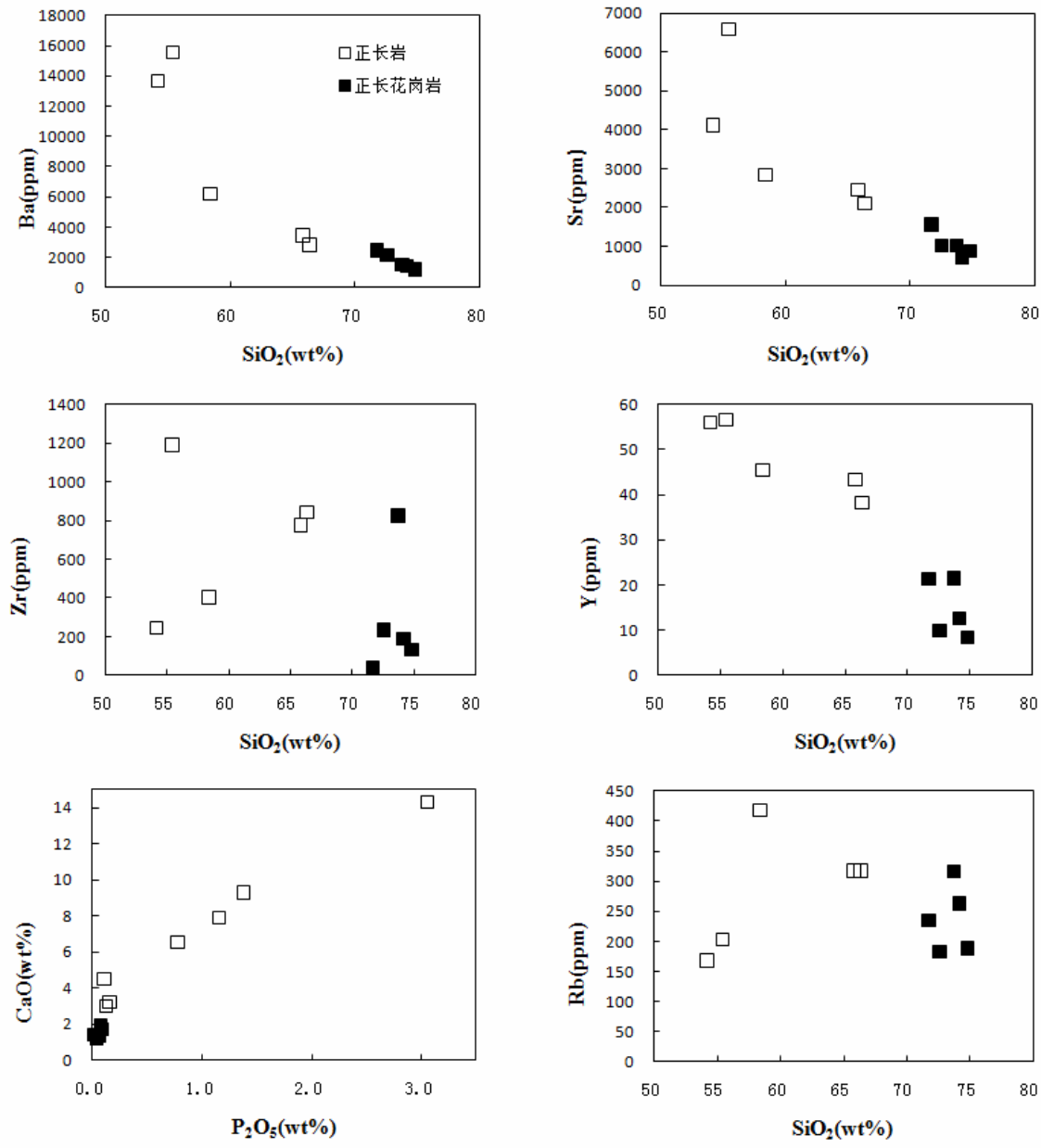

图 1 苦子干杂岩哈克图解（数据引自[12]）

Fig.1 Harker diagrams of Kuzigan complex (data from[12])

正长岩和正长花岗岩不仅稀土元素的特征相近，它们微量元素球粒陨石标准化分配曲线（图 2b）模式也十分接近。岩体均具有特征的高 Ba、Sr 含量（图 1，2b），部分正长岩样品 Ba 的含量已经达到主元素的量级，它们的 Ba、Sr 含量是西昆仑—喀喇昆仑地区已研究岩体中最高的[9]。岩体如此高含量的 Ba、Sr、LREE 与 Muller et al. [15]所总结的板内钾质火成岩的特征类似，如板内钾质火成岩 Ba、Sr、La 和 Ce 就分别高达 9000ppm、4600ppm、230ppm 和 390ppm，但是目前对导致该现象的作用过程还不是十分清楚。岩体同时还富集大离子亲石元素（LILE）（K、LREE、TH 和 U），相对亏损 HFSE 和 HREE，并出现明显的 Nb、

Ta、P 和 Ti 的负异常（图 2b）。

结合岩石学和地球化学，柯珊等[12]对苦子干岩体的成因进行了较为详细的讨论，认为苦子干岩体岩石成分的变化与分离结晶分异的关系不大，主要与岩浆起源条件有关。苦子干岩体的岩浆来源深（大于50km），系加厚陆壳的下地壳底部镁铁质岩石部分熔融的产物，熔融残余相当于榴辉岩矿物组合。但是从苦子干哈克图解可以看出，不仅 FeO^T（总铁）、MgO、CaO、P_2O_5 与 SiO_2 呈现良好的相关关系[12]，痕量元素如 Ba、Sr、Y 等从正长岩至正常花岗岩也呈现出系统的变化（图 1）。表明在岩浆演化过程中可能发生了某些矿物的结晶分离，如早期的铁镁矿物和长石的分离，可导致正长花岗岩中的 MgO、FeO、CaO 等含量低；根据正长岩、花岗岩类中磷灰石的稀土元素组成[20-21]，磷灰石的分离，可以导致轻、重稀土元素系统的下降，岩石中 P_2O_5 与 CaO 的正相关关系也支持这一观点（图 1）。Zr 与 SiO_2 之间没有规律可循，说明分异过程中未发生锆石的分离。这些均可以很好的解释从正长岩到正长花岗岩， ΣREE 明显总量下降，而二者的分布型式却相近的现象。

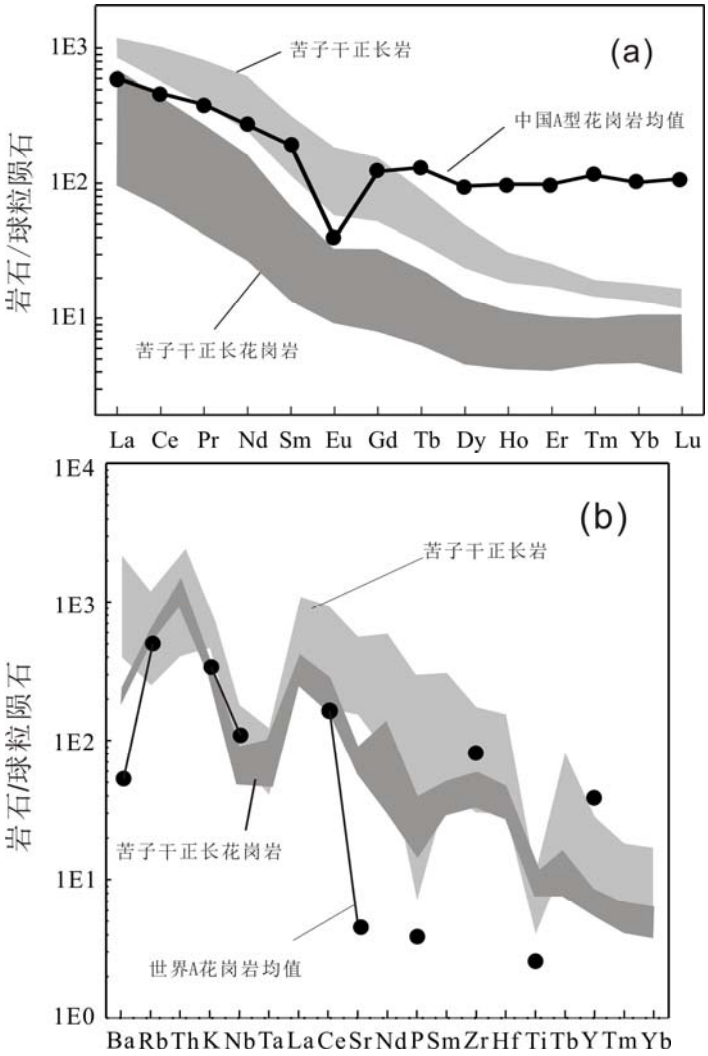

图 2 苦子干杂岩稀土元素分布型式（a）和微量元素蛛网图（b）

Fig.2 Chondrite-normalized REE patterns (a) and Chondrite-normalized spidergrams (b) of trace elements for Kuzigan complex

稀土元素和微量元素球粒陨石标准分别取自文献[16-17]；苦子干杂岩数据引自 [12]；中国 A 型花岗岩均值引自 [18]；世界 A 型花岗岩均值引自 [19]。

3 讨论

3.1 岩石类型的厘定及构造环境

A 型花岗岩自 Loiselle 和 Wones[22]系统地提出后，其明显不同于 I、S、M 型花岗岩的岩相学、地球化学特征和重要的构造意义（非造山和造山后环境），使之近 20 年来一直是岩浆岩石学及地质学研究的热点课题[23]。随着对 A 型花岗岩研究的不断深入，目前对 A 型花岗岩的认识已远远超出其初始的定义。很多研究者对 A 型花岗岩的岩石类型、矿物组合、地球化学、同位素特征、岩石成因、构造环境和研究现状都做了详尽的总结[18] [23-25]，对此

本文不再赘述。

据上述岩石学和矿物学特征，苦子干杂岩的岩石种类(碱性正长岩、碱性正长花岗岩等)、矿物组合（主要为钾长石、条纹长石、更长石、石英和碱性暗色矿物霓辉石、黑云母）、岩石结构构造（填间结构、斑状结构和晶洞构造）、野外产状（高位浅成）和岩浆的高温特征[12][14]均与 A 型花岗岩相符，表明该岩体的各种岩石均属于 A 型花岗岩类。

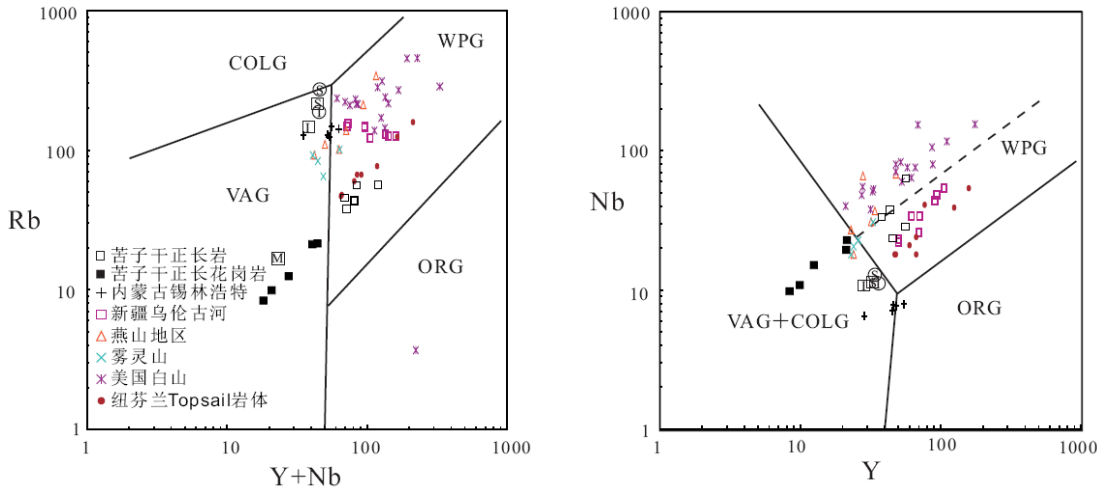

图 3 花岗岩的 Y+Nb－Rb 和 Y－Nb 构造环境判别图解 [26]

Fig.3 Y+Nb - Rb and Y – Nb diagrams of tectonic discrimination for granites [26]

Ⅰ I 型花岗岩平均值；Ⓢ S 型花岗岩平均值；Ⓜ M 型花岗岩平均值；Ⓢ长英质 S 型花岗岩平均值；Ⓘ长英质 I 型花岗岩平均值。COLG－同碰撞花岗岩；WPG－板内花岗岩；VAG－火山弧花岗岩；ORG－洋中脊花岗岩；内蒙古锡林浩特造山后 A 型花岗岩[27]；新疆乌伦古河造山后和燕山地区非造山 A 型花岗岩[23]；雾灵山非造山 A 型花岗岩[28]；美国白山非造山 A 型花岗岩[29]；纽芬兰 Topsail 造山后 A 型花岗岩[19]；苦子干正长岩和正长花岗岩[12]

苦子干 A 型花岗岩的确定除野外地质、岩相学和矿物学特征支持外，它们的地球化学特征也支持这一属性，如具有高的 Ga/Al、Na_2O+K_2O、K_2O/Na_2O 并富集 REE、Zr 等（表 1），$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值（0.708143~0.711045）也在典型 A 型花岗岩类的范围中[12] [29]。利用地球化学对 A 型花岗岩的判别目前采用最多的仍是 Whalen et al. [19]利用 Ga/Al 特征值构筑的一系列判别图解（图 4），但在使用此类图解前，要满足的前提条件是所研究的花岗岩要投影在 Pearce[26]花岗岩构造环境图解中的板内花岗岩区（图 3）。如图 3 所示，苦子干的正长岩在两个图中都投影在了板内花岗岩的区域，但正长花岗岩却落在了火山弧环境中；造山后的内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩在 Y－Nb 图中也未投影在板内环境。事实上，苦子干杂岩目前所处的构造环境是一种碰撞环境，因为青藏高原还在挤压造山过程中。所以这两个判别图并不总能很好地反应出花岗岩产出的构造环境，且元素 Rb 虽然普遍存在于花岗岩的主要组成矿物中（角闪石、黑云母和钾长石等），但它是一种非常活泼的元素，极易受到风化或蚀变的影响，所以该元素的使用也可能会降低判别图的可靠性[29]。在 Whalen 等[19]提出的有关判别图解中除苦子干花岗岩的一个样品外，均落入 A 型花岗岩区（图 4），所以苦子干的正长岩和正长花岗岩均为 A 型花岗岩。

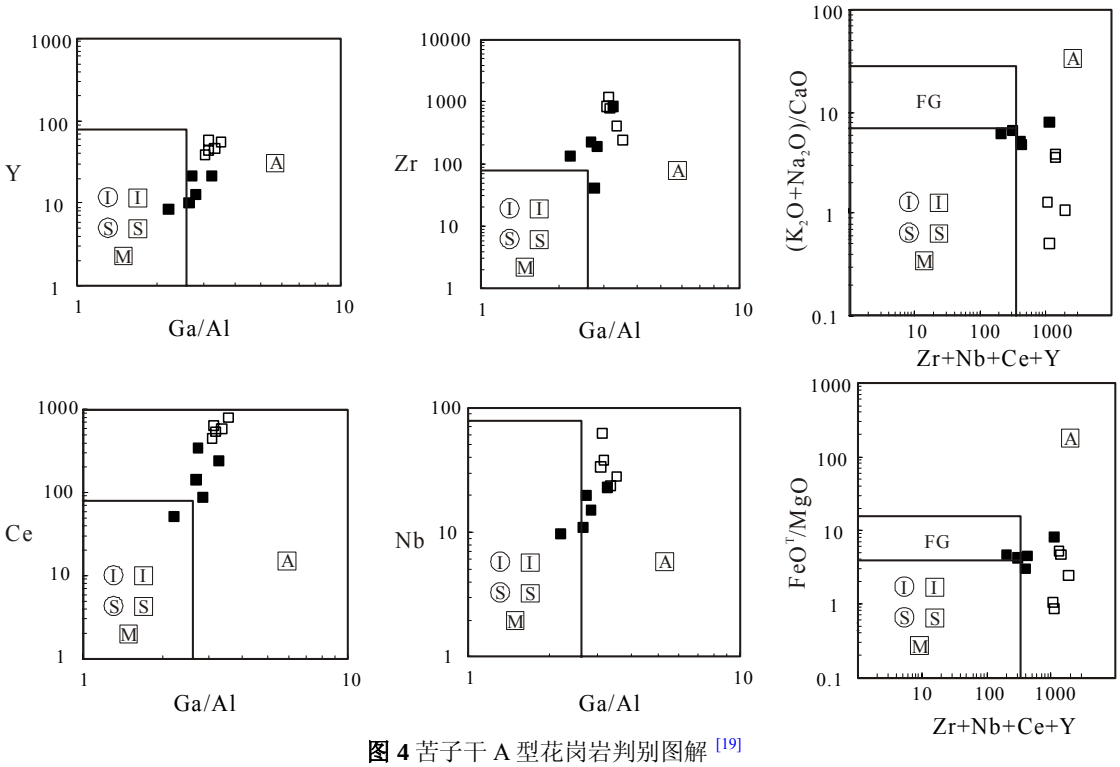

图 4 苦子干 A 型花岗岩判别图解 [19]

Fig.4 Discrimination diagrams of Kuzigan A-type granitoids[19]

A 型花岗岩平均值； FG—因分异而形成的长英质花岗岩；苦子干正长岩和正长花岗岩据柯珊等[12]；其它图例说明同图 3

Eby[30]提出了 A 型花岗岩的化学分类：（1）A_1 型的岩石比值类似洋岛玄武岩，即具有类似洋岛玄武岩的源，但在大陆裂谷或板内环境形成；（2）A_2 型的岩石比值类似陆壳－岛弧玄武岩，是源于经过陆陆碰撞或岛弧岩浆作用旋回的陆壳或被底侵的地壳。化学分类中最关键的比值是 Y/Nb，当该比值大于约 1.2 时，为 A_2 型，小于约 1.2 时为 A_1 型（数值 1.2 转引自[31]），也就是说，高铌者为 A_1 型与板内或裂谷型的岩浆作用吻合，低铌者为 A_2 型，与造山型总体上吻合。所以 A 型花岗岩具有很重要的构造意义：A_1 型的出现是裂谷活动开始的征兆，A_2 型则认为是造山作用结束的标志。

苦子干杂岩大多样品 Y/Nb 总体小于 1.2（表 1），总体上属于低铌的 A_2 型花岗岩。但是在区分 A_1 和 A_2 的三角图解中（图 5）[30]，苦子干杂岩大部分投影 A_1 区，部分在两个区分界线上，这显然与本文的正长岩类和花岗岩类属性相悖。该花岗岩类不可能是 A_1 型花岗岩，因为印度大陆与亚洲大陆的碰撞至少早在 65Ma 就已经开始[32]，青藏高原至今还在挤压造山过程中。这意味着造山带 A 型花岗岩的出现不一定是造山作用的结束，也可以在造山过程的其它阶段产生，但必须具备拉张环境，苦子干杂岩正是这种过程一个很好的实例。

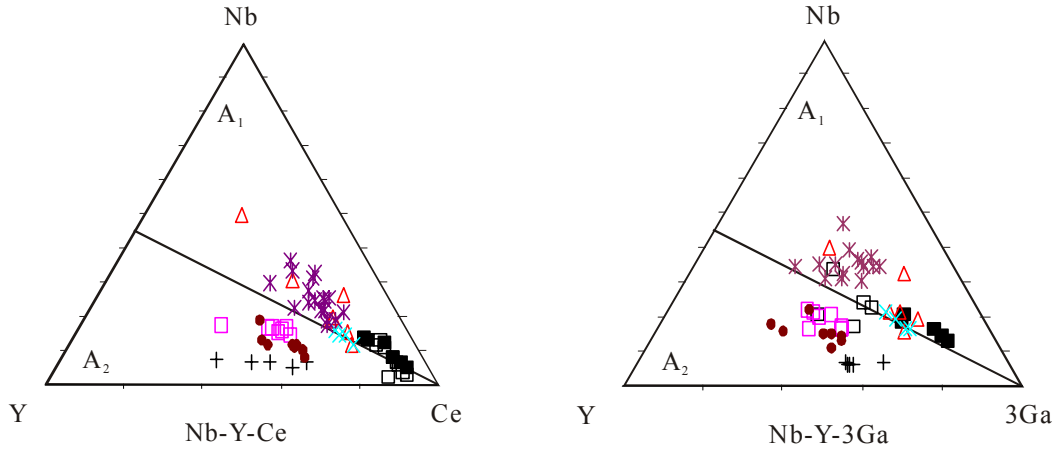

图 5 苦子干 A 型花岗岩亚类构造环境判别图 [30]

Fig.5 Discrimination diagrams of tectonic environment for A-type granites [30]

苦子干正长岩和正长花岗岩[12]；图例同图 3

根据岩体的区域背景，该 A 型花岗岩不是造山末期的产物，而是造山过程中局部拉张形成的，即总体为青藏高原挤压背景，喀喇昆仑大断裂的走滑运动形成局部拉张。在喀喇昆仑断裂带的东南段阿伊拉日居山地区，Lacassin 等[33]根据糜棱岩中黑云母和钾长石的 Ar-Ar 定年，发现喀喇昆仑快速冷却时代约为 12Ma，这个快速冷却过程可能是一个强烈走滑并伴随隆升过程的开始。12Ma 以后，印度板块与欧亚大陆继续挤压，挤压应力方向与喀喇昆仑断裂间的夹角变小（<45°），使原先的喀喇昆仑断裂由转换挤压带转变为转换伸展带，因此喀喇昆仑右旋走滑过程中伴随产生大规模的正断裂[34]。所以喀喇昆仑大断裂 12Ma 的强烈活动使苦子干 A 型花岗岩处于一种拉张环境并提供了通道。

由此可知，用 A_1、A_2 判断 A 型花岗岩类的构造背景时，要谨慎，必须结合岩石产出的具体地质背景。正如 Whalen[19]指出的，A 型花岗岩的形成涉及复杂的壳幔动力学演化过程，影响因素也很多， 但形成 A 型花岗岩应具备三个基本条件：（1）适当脱水的硅铝质地壳源岩；（2）足以使硅铝质地壳发生部分熔融的热源；（3）使岩浆达到高位的通道。所以不仅是裂谷环境和造山作用的末期有 A 型花岗岩产出，只要具备 A 型花岗岩形成的必要条件，其它的构造环境也同样可以产出 A 型花岗岩。

3.2 与典型的 A 型花岗岩对比

苦子干 A 型花岗岩相对于国内外典型的非造山和后造山 A 型花岗岩，有着自己的特点（图 3，4，5；表 1）。同世界典型的 A 型花岗岩主元素的范围相比，苦子干岩体 SiO_2 变化范围（苦子干：54~75%；世界典型的 A 型花岗岩：60.4~79.8%[19]）较宽；此外，正长岩的 MgO、P_2O_5 较高，相应地 FeO^T/MgO 低。岩体较高的$(La/Nb)_N$ 、Ba、Sr、Eu、Ce、La/Yb、Sr/Y，这些特征应与源区物质和熔融过程有关。具有较高的 Ce，很可能与岩体都有较多的磷灰石有关，因为 Ce 在磷灰石中的分配系数较大。

在陆陆碰撞造山带环境下（图 6），根据碰撞造山带可能的构造热机制和地壳岩石部分熔融的实验结果[35-36]，有两个区域（区域①、②）的地壳岩石部分熔融可以形成 A 型花岗岩。

区域①，浅源 A 型花岗岩。低压下（P<=0.4GPa），钙碱性英云闪长岩的熔融形成贫 Al 的“A 型”花岗岩[35]，相应的残留相主要为富钙 Pl±Opx 及少量的 Cpx，类似于斜长－苏长堆晶岩（常与 A 型花岗岩共生）。在 P＝0.8GPa，固相矿物组合主要为 Cpx，而 Opx+Pl 量比 0.4GPa 少得多。即在低压下（P<1.0GPa），有少量的 Pl 进入熔体，所以低压下形成的

表 1 苦子干 A 型花岗岩与典型 A 型花岗岩地球化学特征对比
Tab.1 Comparation of geochemical characteristics between Kuzigan and typical A-type granitoids

地球化学参数	典型 A 型花岗岩	苦子干 A 型花岗岩
$FeO^T/(FeO^T+MgO)$	>0.486+0.0046×wt.%SiO_2	$FeO^T/(FeO^T+MgO)$：0.5~0.9 0.486+0.0046×wt.%SiO_2：0.7~0.8 二者近乎相等
FeO^T/MgO	>16	1~8
NK/A	>0.85 或>0.88	除一个样品为 0.80，其余为 0.85~1.04
Y+Nb	>50~55ppm	18~120ppm
10000×Ga/Al	>2.6	2.7~3.52，一个样品除外
Zr+Nb+Ce+Y	>350ppm	398~1952ppm，两个样品除外
Y/Nb	<1.2 A_1 型，非造山 >1.2 A_2 型，后造山	<1.2，两个样品除外
REE 含量及其配分模式	碱性 A 型花岗岩 REE 含量高，过铝质 A 型花岗岩 REE 含量相对较低，二者稀土配分模式均具海鸥式展布（显著的负 Eu 异常）	REE 含量非常高，轻稀土富集右倾配分模式，弱的负 Eu 异常
同位素	A 型花岗岩 Sr、Nd、Pb、Hf、O 等同位素变化范围大，没有特征的范围	$^{87}Sr/^{86}Sr$：0.708143~0.711045 εNd：-8.47~-14.03

注：典型 A 型花岗岩的地球化学特征 [24]；FeO^T：Total FeO；苦子干 A 型花岗岩地球化学参数 [12]。

熔体更富 K_2O 而不是 Na_2O。随着压力的增大至 1.2GPa 时（区域③），Opx 开始被 Grt 取代，1.5-2.1GPa 时斜长石发生分解熔融直至消失，钠长石组分进入熔体，则残留体矿物是以 Cpx 为主而不是 Pl，且此时的单斜辉石中只有极少量的硬玉组分，因此该区形成的花岗岩富 Na_2O 而非 K_2O，残留相为石榴石麻粒岩。所以 A 型花岗质熔体会随着压力的增高而逐渐消失，即区域③不会再形成 A 型花岗岩。浅源花岗岩由于岩浆来源较浅，而且在其部分熔融过程中，斜长石总是与之平衡，且残余矿物组合中无石榴石，所以该成因的 A 型花岗岩的微量元素往往具有明显的负铕异常，Ba、Sr 丰度低和 La/Yb、Sr/Yb、$(La/Nb)_N$ 比值小的特征。

区域②，深源 A 型花岗岩。在加厚下地壳中，随着压力的增高，Pl 消失，Cpx 的成分从 0.4GPa 的低铝透辉石到 3.0GPa 的绿辉石，残留辉石中的硬玉组分大量增加，导致形成的熔体又再次的富 K_2O。Opx 分解形成 Grt，其释放的 Mg 则进入熔浆致使岩浆富镁，残留相为榴辉岩矿物组合。深源 A 型花岗岩在形成的过程中，斜长石已不稳定存在，而且残余的矿物组合中石榴石为主要矿物，所以加厚下地壳部分熔融形成的 A 型花岗岩无或弱的负铕异常，Sr、Ba 丰度高，La/Yb、Sr/Yb 比值因石榴石的残留而变得较大。由此可见，深源和浅源 A 型花岗岩在地球化学特征上有着明显区别。

深源 A 型花岗岩可以较好地解释苦子干 A 型花岗岩的岩石化学和地球化学的特征，岩浆来源较深，至少来自斜长石不稳定区。斜长石消失的最大压力限为 2.1GPa，以 1Gpa ≈30km 的造山带压力梯度估算，苦子干正长岩和正长花岗岩岩浆形成的深度至少大于 60km，该结论与稀土元素和微量元素的分析结果一致[12]。

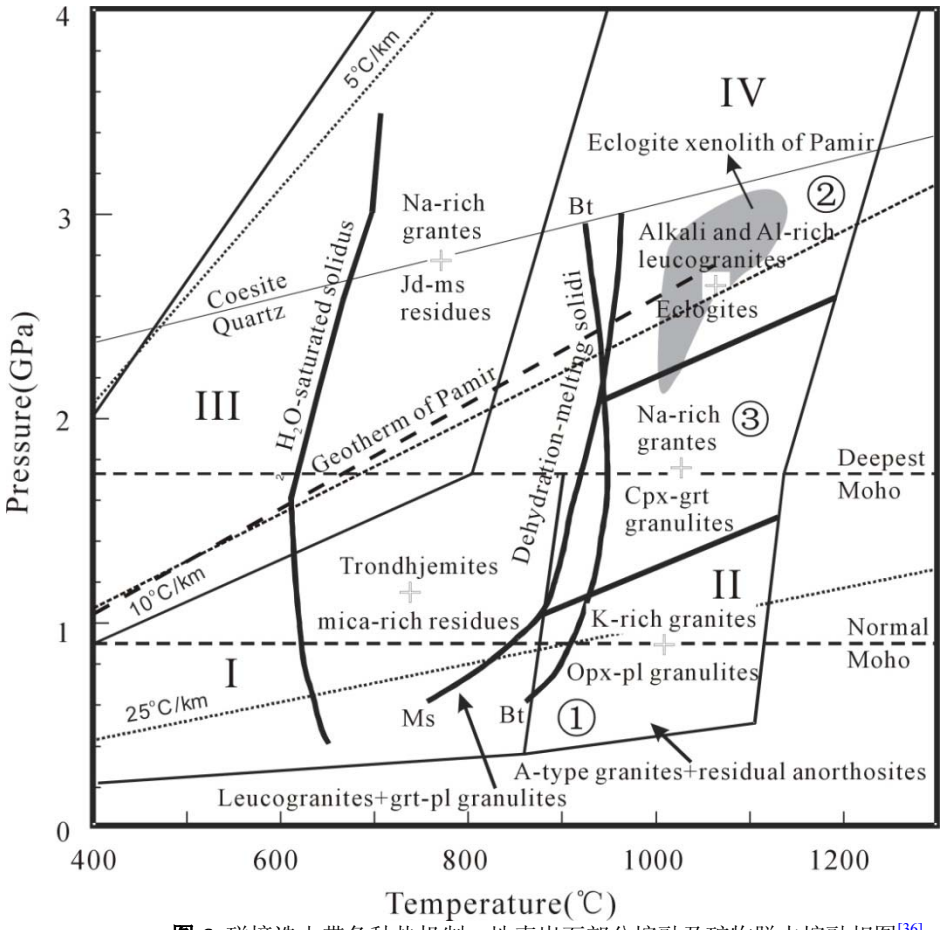

图 6 碰撞造山带各种热机制、地壳岩石部分熔融及矿物脱水熔融相图[36]

Fig. 6 Thermal mechanisms in collision zone and phase diagram of partial melting experiments of crustal rocks and mineral dehydration[36]

帕米尔包体数据 [37]；区域①、②和③的说明请参见文中的讨论。

4 结论

（1）据岩石学、矿物学和地球化学特征，以苦子干杂岩为代表的塔什库尔干碱性杂岩属于 A 型花岗岩。苦子干 A 型花岗岩相对于国内外典型的非造山和后造山 A 型花岗岩，有着自己的特点，与源区物质和熔融过程有关。即来自加厚下地壳镁铁质榴辉岩的部分熔融，形成的过程中，斜长石已不稳定存在，而且残余的矿物组合中石榴石为主要矿物。

（2）根据该 A 型花岗岩的特征和产出的构造背景，该 A 型花岗岩是在造山过程中的局部拉张条件下形成的，即在青藏高原总体为挤压的背景下，~12Ma 时喀喇昆仑大断裂的强烈走滑（喀喇昆仑断裂由转换挤压带转变为转换伸展带）运动形成局部拉张，导致塔什库尔干 A 型花岗岩类的形成和就位。因此，造山带 A 型花岗岩的出现不一定意味着造山作用的结束，也可以在造山过程中产生，但必须具备拉张环境，塔什库尔干杂岩为此提供了一个很好的实例。

[参考文献] (References)

[1] 肖序常，刘训，高锐，等. 西昆仑及邻区岩石圈结构构造演化—塔里木南－西昆仑多学科地学端面简要报道[J]. 地质通报，2002，21（2）：63-68.

[2] Ducea MN, Lutkov V, Minaev VT, et al. Building the Pamirs: the view from the underside[J]. Geological Society of America, 2003, 31 (10): 849-852.

[3] 张进，马宗晋. 西藏高原西、中、东的分段性及其意义[J]. 地质学报，2004，78（2）：218-228.

[4] 王德滋，周金城. 我国花岗岩研究的回顾与展望[J]. 岩石学报，1999，15（2）：161-169.
[5] Burtman VS, Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir[J]. The geological society of America, Special paper, 1993, 281:1-76.
[6] 姜耀辉，杨万志. 青藏高原西部喜马拉雅期花岗岩类特征及岩石系列[J]. 岩石矿物学杂志，2000，19（4）：289-296.
[7] 新疆地质矿产局二大队，新疆南疆西部地质图（1：50 万）及说明书[Z]. 北京：地质出版社，1985.
[8] 姜春发，杨经绥，冯秉贵，等. 昆仑开合构造[M]. 北京：地质出版社，1992.
[9] 潘裕生. 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 喀喇昆仑山-昆仑山地区地质演化[M]. 北京科学出版社，2000.
[10] 罗照华，莫宣学，柯珊. 塔什库尔干碱性杂岩体形成时代及其地质意义[J]. 新疆地质，2003，21（1）：46-50.
[11] 林清茶，夏斌，张玉泉. 西昆仑一喀喇昆仑地区钾质碱性岩 Ar-Ar 年龄：以羊湖、普坎和苦子干岩体为例[J]. 矿物岩石，2006，26（2）：66-70.
[12] 柯珊，莫宣学，罗照华，等. 塔什库尔干新生代碱性杂岩的地球化学特征及岩石成因[J]. 岩石学报, 2006a, 22（4）：905-915.
[13] 柯珊, 罗照华, 莫宣学，等. 帕米尔构造结塔什库尔干碱性杂岩同位素年代学研究[J]. 岩石学报，2008, 24（2）：315-324.
[14] 柯珊，罗照华，莫宣学. 塔什库尔干新生代碱性杂岩造岩矿物化学分析及成因意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2006b, 25（2）：148-156.
[15] Muller D, Groves DI. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization [J]. 3rd, updated and enlarged edition, Springer, 2000: 1-209.
[16] Boynton WV. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [M]. In: Henderson P (eds) Rare earth element geochemistry. Elsevier. 1984.
[17] Thompson RN. British Tertiary volcanic province [J]. Scott. J. Geol., 1982, 18: 59-107.
[18] 吴锁平，王梅英，戚开静. A 型花岗岩研究现状及其述评[J]. 岩石矿物学杂志，2007，26（1）：57-66.
[19] Whalen JB, Currie KL, Chaocell BW. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogensis[J]. Contribution to Mineralogy and Peteology, 1987, 95: 407-419.
[20] Belousova EA, Griffin WL, O'Reilly SY et al. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2006, 76: 45-69.
[21] 赵振华. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用[J]. 地学前缘. 2010, 17(1): 265-286.
[22] Loiselle MC, Wones DR. Characteristics and origin of anorogenic granites [J]. Abstracts with programs-Geological Society of America, 1979, 11 (7): 468.
[23] 许保良，王式洸，韩宝福，等。富集性和亏损性 A 型花岗岩－以华北燕山和新疆乌伦古河地区岩石为例[J]. 北京大学学报（自然科学版），1998，34（2-3）：352-362.
[24] Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects [J]. Lithos, 2007, 97:1-29.
[25] 贾小辉，王强，唐功建. A 型花岗岩的研究进展及意义[J]. 大地构造与成矿学，2009，,33（3）：465-480.
[26] Pearce JA. Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks [J]. Petrology, 1984, 25: 656-682.
[27] 施光海，苗来成，张福勤，等. 内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩的时代及区域构造意义[J]. 科学通报，2004，49：384-389.
[28] 许保良，阎国翰，黄福生，等. 冀北雾灵山碱性花岗质杂岩的岩石学、成因类型及构造意义[J]. 岩石学报，1996，12（1）：145-155.
[29] Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. Lithos., 1990, 26(1-2): 115-134.
[30] Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology, 1992, 20:641-644.
[31] 邓晋福，罗照华，苏尚国，等. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京：地质出版社，2004.
[32] 莫宣学，赵志丹，邓晋福，等. 印度－亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘，2003, 10 (3): 135-148.
[33] Lacassin R, Valli F, Arnaud A, et al. Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 219: 255-269.
[34] 李海兵，Valli F，许志琴，等. 喀喇昆仑断裂的变形特征及构造演化[J]. 中国地质, 2006, 33 (2): 239-254.
[35] Patino Douce AE. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline grnitoids[J]. Geology, 1997, 25: 743-746.
[36] Patino Douce AE, McCarthy TC. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction[M]. In: Hacker, B. R. & Liou, J. G. (ed.) When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Dordrecht: Kluwer Academic, 1998.
[37] Hacker B, Luffi P, Lutkov V, et al. Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir[J]. Journal of Petrology, 2005, 46(8): 1661-1687.