帕米尔构造结塔什库尔干碱性杂岩同位素年代学研究*

柯珊[1,2]　罗照华[1,2**]　莫宣学[2]　张文会[2]　梁涛[2]　詹华明[2]

KE Shan[1,2], LUO ZhaoHua[1,2], MO XuanXue[2], ZHANG WenHui[2], LIANG Tao[2] and ZHAN HuaMing[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. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京　100083

1. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources*, *China University of Geosciences*, *Beijing* 100083, *China*

2. *School of Earth Science and Mineral Resources*, *China University of Geosciences*, *Beijing* 100083, *China*

2007-11-20 收稿,2008-02-28 改回.

Ke S, Luo ZH, Mo XX, Zhang WH, Liang T and Zhan HM. 2008. The geochronology of Taxkorgan alkalic complex, Pamir syntax. *Acta Petrologica Sinica*, 24(2):315 – 324

Abstract　We obtain the precise ages, 11Ma, of different rock types from the Taxkorgan alkalic complex, Middle East of Pamir syntax by using SHRIMP U-Pb zircon, which is consisted with the field evidence. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of K-feldspar was also be used for this complex. Comparison between the two methods shows that the $^{40}Ar/^{39}Ar$ isochrone ages (23Ma and 13Ma) are obviously older than these of zircons, suggesting that the K-feldspar may probably have excess argon. Thus the K-feldspar is not the favorable object for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating to this alkalic complex with the possible reasons for excess argon presence. Therefore, the time of emplacement of the Taxkorgan alkalic complex could be confirmed as 11Ma. To combine with its petrogenesis, the Pamir syntax was already characterized with a thickened lower crust at least before 11Ma.

Key words　Pamir; Taxkorgan; Alkalic complex; SHRIMP U-Pb age; Excess argon

摘　要　利用高精度锆石 SHRIMP U-Pb 法测定了帕米尔构造结中东部塔什库尔干碱性杂岩的年龄,岩体不同岩石类型的年龄均为 11Ma,与野外证据吻合。通过与该杂岩体钾长石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线年龄(23Ma、13Ma)对比研究,$^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年结果明显偏老,认为是由于钾长石中含有过剩氩所致,并分析了过剩氩存在的可能原因。因此塔什库尔干碱性杂岩的活动时代可以确定为 11Ma,而且钾长石不宜作为该杂岩体测年的理想对象。结合岩体的成因及构造意义,认为在 11Ma 前,帕米尔构造结地区已具有加厚下地壳的特征。

关键词　帕米尔; 塔什库尔干; 碱性杂岩; SHRIMP U-Pb 年龄; 过剩氩

中图法分类号　P597.3

众所周知,花岗岩是组成大陆地壳的主要岩石。所以研究大陆岩石圈的结构、组成和演化,必然要涉及花岗岩类的形成和演化(王德滋和周金城,1999),它在大陆生长和地球深部过程中扮演了极为重要的角色(肖庆辉等,2003),是反演大地构造环境不可或缺的一份子。但正如 Forster *et al.* (1997)和 Barbarin(1999)所强调的那样,若缺乏花岗岩类精准的年龄数据,所有的这些讨论都将会变得没有意义。塔什库尔干碱性杂岩以钾质碱性—偏碱性花岗岩类为主,分布在帕米尔构造结的中东部,是区内出露面积最大的新生代花岗岩类。自新生代欧亚板块碰撞以来,帕米尔构造结成为青藏高原构造挤压最强烈的地区之一,是陆陆碰撞过程中地壳缩短增厚的典型地区(肖序常等,2002; Ducea *et al.*, 2003),至

* 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412603)、教育部博士点新教师基金(20070491518)、中国地质大学(北京)青藏高原创新团队和国家自然科学基金项目(40472038)资助成果。

第一作者简介: 柯珊, 女, 1975 年生, 讲师, 岩石学专业, 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

** **通讯作者**: 罗照华, E-mail: luozh@cugb.edu.cn

今仍在挤压造山过程中。所以塔什库尔干杂岩的成因及其活动时代对于帕米尔构造结地区的岩石圈缩短增厚、壳-幔相互作用、乃至高原隆升过程等方面的研究都显得尤为关键。然而有关该岩体的年龄数据虽为数不少,但范围广,即使同一岩体的相同岩石类型差异也很大,如苦子干岩体的透辉石正长岩年龄从 18Ma 到 52Ma,花岗岩从 17.3Ma 到 33.6Ma,卡日巴生岩体的花岗岩从 9.79Ma 到 17.2Ma,(潘裕生,2000;姜春发,1992;新疆地质矿产局二大队,1985;罗照华等,2003;林清荼等,2006),而且测年方法多为 K-Ar 法及少量 Ar-Ar 法。近年的研究表明,K-Ar 法定年虽具有不可比拟的各种优点,但适合测年的含钾矿物普遍出现了过剩氩或氩丢失的现象,对定年结果的准确性影响很大。因而,该杂岩体的准确年龄实际上尚未确定。为此,本文对组成塔什库尔干碱性杂岩的苦子干和卡日巴生岩体进行了高精度锆石 SHRIMP U-Pb 测年来确定岩体的年龄,并与部分钾长石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法测年数据进行了对比研究。

1 地质概况及样品性征

塔什库尔干杂岩体位于青藏高原的西北部,中、南帕米尔交界(Burtman *et al.*, 1993)的东部,由苦子干和卡日巴生岩体组成。苦子干岩体位于塔什库尔干县城西约 7km,呈北西-南东向延展,面积约 200km^2。在岩体东北侧出露有第三纪地层,西南与一套混合岩接触,混合岩主要为片麻状花岗岩和斜长角闪岩,应该属于中、深变质的地层,年代不祥。苦子干岩体由多种岩石组成,主要为正长岩和正长花岗岩两部分,岩石详细分类和描述见罗照华等(2003)和柯珊等(2006a)。野外可见正长花岗岩与正长岩为涌动接触关系,没有明显的接触界线,说明二者近同期侵位,但据露头上两者的穿插关系,花岗岩形成略晚。卡日巴生黑云母二长花岗岩位于苦子干岩体的东部和西南部,呈不规则分布,南端与苦子干岩体呈侵入接触,并有较小的岩枝和岩脉穿入苦子干岩体中(柯珊等,2006a)。

通过矿物学、岩石学和地球化学研究,苦子干岩体的 SiO_2 含量为 54.18% ~ 74.81%、$K_2O/Na_2O > 1$、$(K_2O + Na_2O)$ = 9.88% 和 A/CNK < 1,属于碱性钾质花岗岩类(柯珊等,2006b);卡日巴生花岗岩体 SiO_2 平均值为 71.43%、$(K_2O + Na_2O)$ = 8.39%、K_2O/Na_2O = 1.32 和 A/CNK ≈ 1.03①,弱过铝,属于碱性—偏碱性钾质花岗岩类。两个岩体的稀土元素总量均很高,强烈富集 LREE;岩石具有高 Ba、Sr、Sr/Y 比值的特征,同时富集大离子亲石元素(LILE),相对贫重稀土元素(HREE)、高场强元素(HFSE),出现明显的 Nb、Ta、Ti 负异常,几乎无 Eu 负异常,结合 Sr、Nd 同位素示踪,二者均为加厚下地壳部分熔融的产物,演化过程中以部分熔融为主(柯珊等,2006b)。

所测试的锆石分别选自样品 019H、019I、019J、018U 和 019M。样品 019H 为暗绿色球粒霓辉正长岩,样品 019I 为石英霓辉石正长岩,样品 019J 为暗色霓辉正长岩。石英霓辉正长岩(样品 019I)中包裹有暗色霓辉正长岩(样品 019J)和球粒霓辉正长岩(样品 019H)大小不一的团块,根据这种包裹和其它的野外关系,样品 019H 和样品 019J 应为岩体中最老的岩石类型。样品 018U 为位于岩体中部的透辉石正长花岗岩,样品 019M 为侵入到苦子干岩体中的卡日巴生黑云母二长花岗岩岩枝。这些测年样品在野外露头上的早晚顺序为:暗色霓辉正长岩和球粒状霓辉正长岩(样品 019H、样品 019J)→石英霓辉石正长岩(样品 019I)→透辉石正长花岗岩样品(018U)→黑云母二长花岗岩(样品 019M)。

锆石按常规方法分选,最后在双目镜下挑纯。样品靶制作方法见宋彪等(2002)。测定前,对锆石进行了透射光、背散射电子(BSE)和阴极发光电子(CL)照像。BSE 图像除可以揭示锆石的内部结构外,还可以很好地显示锆石的表面特征,如包裹体的分布和裂隙的发育情况等。而 CL 图反映锆石的内部结构最清楚。在对这些照片的综合研究基础上查明了锆石的成因,寻找到成因最简单的锆石,设计最恰当的测点来避开包裹体、杂质和裂缝,以保证 SHRIMP 定年的质量。锆石 SHRIMP U-Pb 分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上完成,锆石年龄测定原理和流程见 Compston *et al.* (1992)和 Williams *et al.* (1987)。测定时仪器质量分辨率约为 5000(1% 峰高)。一次离子流 O_2^- 强度为 5nA。一次离子流束斑直径为 25 ~ 30μm。标准为澳大利亚国立大学(ANU)的 SL13 和 TEM。普通铅校正使用直接测定 ^{204}Pb 方法,数据处理采用 SQUID1.03d 和 ISOTOPE 程序。表和图中给出的单个数据的误差为 1σ,年龄平均值的误差为 2σ。钾长石单矿物均选自苦子干岩体,实验由中国科学院地质与地球物理研究所 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法定年实验室完成,测定仪器为英国 RGD-10 气体源质谱仪(VSS 公司)。

2 分析结果

2.1 锆石特征与 U-Pb 分析结果

样品 019H 的锆石晶形不太完整,粒度小,可分为两类。一类锆石晶形不完整而且颗粒少,多为锆石碎片,可见平直的岩浆振荡生长条纹,该类锆石的年龄集中在 11Ma(图 1A,图 2)。另一类为继承锆石,这些残余锆石中,有明显发育着岩浆震荡生长环带/条纹的岩浆成因锆石并有较窄的白色蜕变质边(图 1B);有些发育着较宽的白色蜕变质边,变质锆石内部特征为无分带或弱分带(图 1C、D)。受热液作用影响明显的锆石,在锆石颗粒的边部和/或不同生长阶段锆石的边部出现了晶棱圆化、港湾状结构等外形特征,且这些区域阴极发光强度较强、无明显分带,为热液溶蚀作用形成的变质锆石。当热液蚀变作用进一步增强时,在锆石的周围会出

① 柯珊. 2006. 塔什库尔干新生代碱性杂岩带的成因及构造意义. 博士学位论文. 中国地质大学(北京)

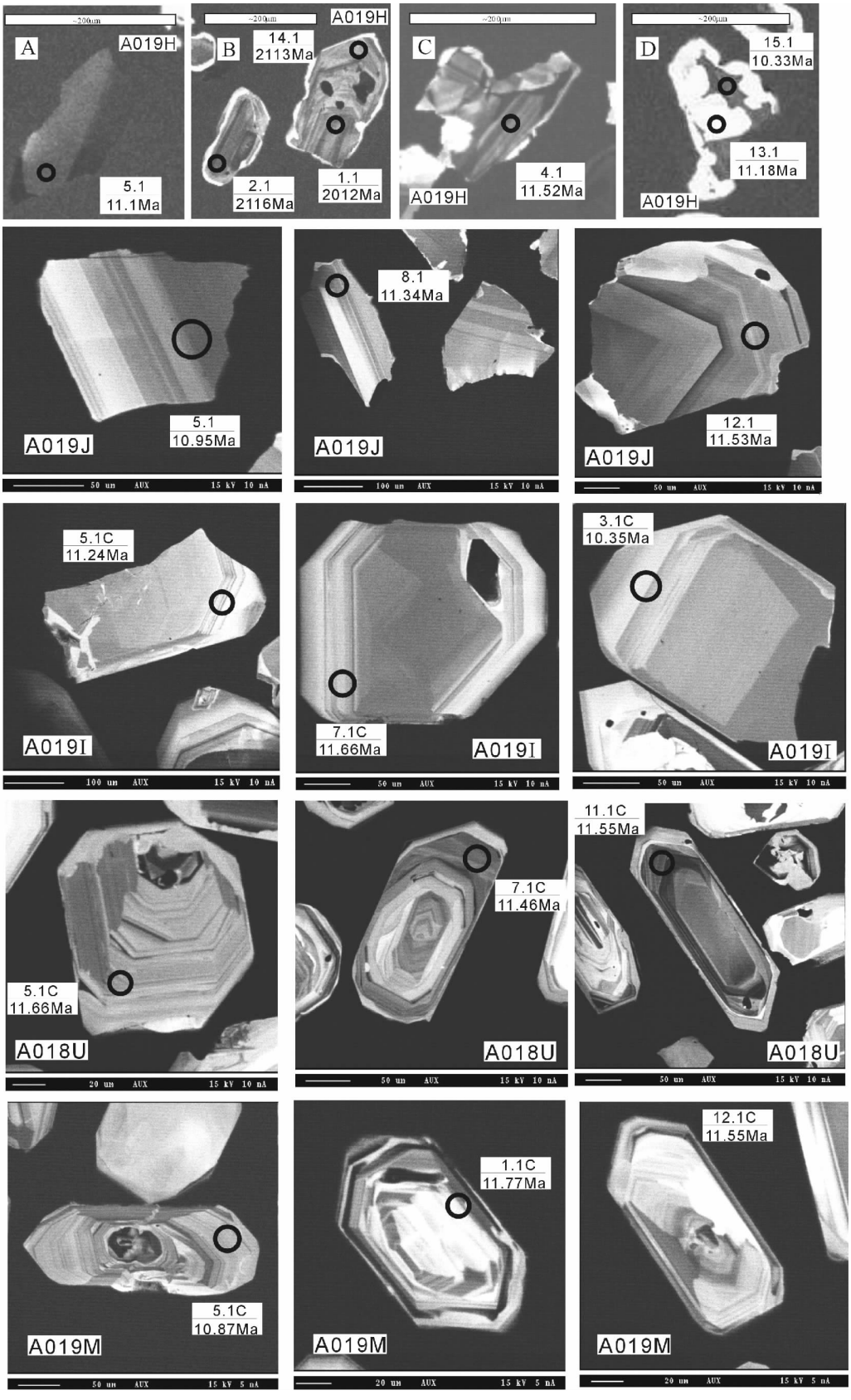


图 1　塔什库尔干碱性杂岩体中部分锆石特征及 SHIRMP 测点位置

Fig. 1　Cathodeluminescence images of selected zircons from the Taxkorgan alkalic complex, showing SHRIMP spots analysis number

现较宽的白色蚀变边(图 1C、D)。这类残余锆石的年龄可分为三组,第一组年龄集中在 11Ma(表 1),为热液蚀变增强导致锆石边部出现较宽的蚀变边(图 1C、D,图 2),热液蚀变作用可能是由苦子干正长岩岩浆引起,所以该组年龄与第一类岩浆锆石的年龄一致;第二组两个年龄集中在 1.8Ga,有一分析点不在 U-Pb 谐和线上,可能有少量的 Pb 丢失造成;第三组测定年龄加权平均后为 2091 ± 43Ma(图 1B,图 2)。第二、三组的年龄暗示了苦子干岩体熔融的母岩有元古宙的地壳物质,与同位素模式年龄 t_{DM}(1.25 ~ 1.69Ga)所反应出的信息吻合,但比模式年龄更老。

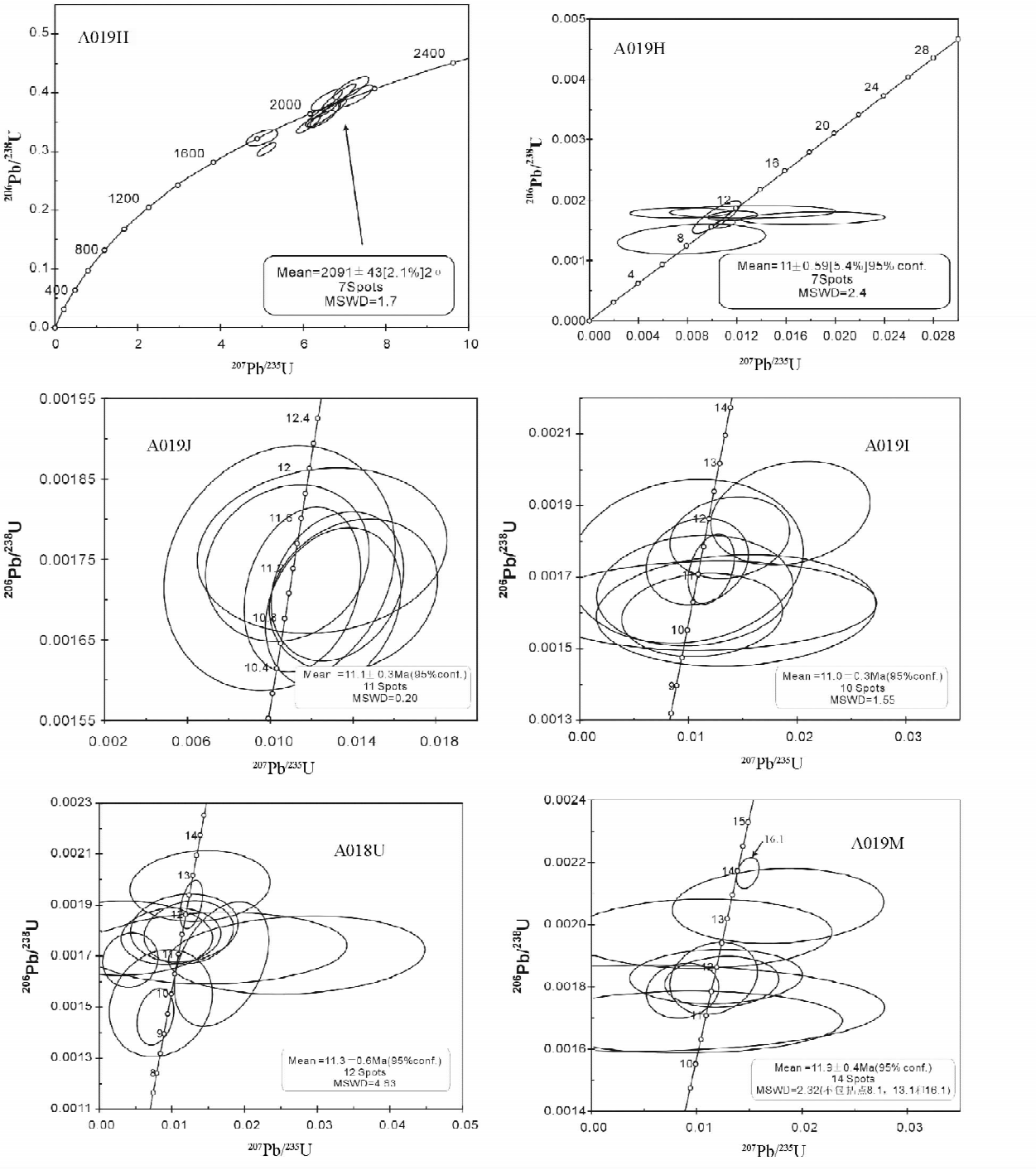


图 2 塔什库尔干碱性杂岩体中锆石 SHRIMP 年龄图谱

Fig. 2 U-Pb Concordia diagrams for zircons from the Taxkorgan alkalic complex

样品 019J 的锆石晶形也不太完整，多为具岩浆环带的锆石碎片，颗粒较大，晶面洁净，几乎不见包裹体和裂缝（图 1）。11 个分析点给出了基本一致的年龄，所有测点结果集中，并都在 U-Pb 谐和线上，变化范围在 10.84 ~ 11.53Ma 之间，加权平均年龄为 11.1 ±0.3Ma（2σ）（图 2，表 1）。与样品 019H 的岩浆锆石年龄和热液蚀变强烈变质锆石的变质年龄一致。样品 019I 大部分锆石晶形较为完整，也有部分的锆石碎片，均具岩浆韵律环带，与样品 019J 相比具有较多的包裹体。十个点位的年龄变化范围为 10.27 ~ 12.10Ma，加权平均年龄为 11.0 ±0.3Ma（2σ）。与样品 019J 和 019H 的年龄一致，至此，11Ma 完全可以代表苦子干碱性正长岩的侵位年龄。

透辉石正长花岗岩样品 018U，位于岩体的中部，其锆石晶形完整，典型的岩浆韵律环带非常清晰，锆石颗粒较大，部分含有包裹体（图 1）。12 个分析点年龄较为一致，变化范围为 9.42 ~ 12.72Ma，加权平均年龄为 11.3 ±0.6Ma（2σ），代表正长花岗岩的侵位年龄。与正长岩类的测年结果一致，苦子干两大岩石类型的侵位年龄与野外所观察到的涌动接触关系完全吻合。

黑云母二长花岗岩样品 019M 的锆石结晶和晶形均为典型岩浆锆石（图 1）。分析点 8.1 和 16.1 的 U 含量过高，点 13.1 未测出普通 Pb 的含量（表 1），谱图中其余 14 个有效点的年龄范围为 10.65 ~ 13.95Ma，加权平均年龄为 11.9 ±0.4Ma（2σ）（图 2）。与钾长石 Ar-Ar 测定出的 13Ma 相近，可以认为该锆石年龄代表卡日巴生黑云母二长花岗岩岩体的侵位年龄。

表 1　塔什库尔干碱性杂岩体锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果

Table 1　SHRIMP U-Pb results on zircons from the Taxkorgan alkalic complex

分析点	$^{206}Pb_c$ (%)	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)	±%	$\frac{^{238}U}{^{206}Pb}$	±%	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	±%
A019H.1	0.19	40	41	1.06	12.7	2,020	82	2.73	4.1	0.133	1.6
A019H.2	0.28	58	66	1.18	17.7	1,969	54	2.805	2.7	0.134	1.9
A019H.3	0.00	51	49	1.00	17.0	2,139	77	2.546	3.7	0.127	1.5
A019H.4	3.66	1721	668	0.40	2.74	11.92	0.36	539	2.8	0.060	5.7
A019H.5	0.73	4630	836	0.19	6.88	11.1	1.2	578	10	0.050	3.2
A019H.6	0.00	23	23	1.01	7.84	2,139	64	2.537	3.1	0.134	2.2
A019H.7	0.12	129	88	0.71	40.2	2,010	71	2.76	3.8	0.131	2.1
A019H.8	3.97	554	64	0.12	0.841	10.60	0.43	566	3.6	0.108	7.8
A019H.9	0.02	251	279	1.15	80.3	2,090	48	2.682	2.4	0.129	0.68
A019H.10	0.11	60	75	1.28	18.0	2,031	53	2.889	2.7	0.130	1.5
A019H.11	1.88	40	16	0.42	11.2	1,806	48	3.038	2.8	0.129	2.3
A019H.12	0.54	22	19	0.87	7.89	2,209	66	2.439	3.1	0.132	2.2
A019H.13	1.24	1208	268	0.23	1.82	11.24	0.34	569	2.9	0.059	6.0
A019H.14	0.48	29	23	0.82	9.60	2,117	60	2.566	3.0	0.127	2.1
A019H.15	0.00	2358	438	0.19	3.25	10.23	0.29	623	2.7	0.049	4.9
A019H.16	2.46	317	342	1.11	84.8	1,724	42	3.214	2.4	0.143	0.65
A019H.17	3.77	1442	946	0.68	1.74	8.8	1.2	712	12	0.074	20
A019H.18	5.46	965	817	0.87	1.58	11.67	0.48	524	3.1	0.096	9.1
A019J-1.1	4.56	2200	2217	1.04	3.35	10.88	0.35	564.77	2.4	0.093	5.7
A019J-2.1	2.78	2420	6892	2.94	3.67	11.06	0.55	566.36	2.2	0.078	6.7
A019J-3.1	7.89	1359	2581	1.96	2.13	10.84	0.50	547.24	2.5	0.096	11.9
A019J-4.1	4.20	2046	3446	1.74	3.13	10.99	0.44	561.66	2.3	0.093	7.1
A019J-5.1	4.83	2461	7854	3.30	3.78	10.95	0.65	559.94	2.2	0.072	7.2
A019J-7.1	4.65	1754	1797	1.06	2.71	11.05	0.34	555.87	2.3	0.084	7.1
A019J-8.1	5.22	1176	1985	1.74	1.91	11.53	0.54	529.24	2.9	0.089	12.3
A019J-9.1	3.47	1612	3452	2.21	2.46	11.03	0.49	563.66	2.4	0.077	5.9
A019J-10.1	3.97	2119	6249	3.05	3.31	11.24	0.62	550.19	2.3	0.078	8.2
A019J-11.1	5.95	2301	3320	1.49	3.66	11.20	0.62	540.74	3.6	0.092	9.5
A019J-12.1	3.59	1634	981	0.62	2.56	11.34	0.34	547.50	2.4	0.081	12.0

续表 1

Continued Table 1

分析点	^{206}Pbc (%)	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^{*}$ ($\times10^{-6}$)	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)	±%	$^{238}U/^{206}Pb$	±%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±%
A019I-1.1C	8.95	810	691	0.88	1.24	10.48	0.51	559.45	3.1	0.110	13.8
A019I-2.1C	5.35	1077	620	0.59	1.63	10.71	0.50	569.41	3.8	0.090	16.8
A019I-3.1C	12.25	578	408	0.73	0.91	10.35	0.70	545.97	4.0	0.163	12.7
A019I-4.1C	17.19	575	407	0.73	0.97	10.44	0.55	510.96	3.1	0.192	12.3
A019I-5.1C	9.91	688	901	1.35	1.14	11.24	0.93	516.39	5.4	0.122	13.3
A019I-6.1C	4.87	865	556	0.66	1.47	12.10	0.49	506.19	3.2	0.113	9.5
A019I-7.1C	2.95	1282	1404	1.13	2.06	11.66	0.40	535.85	2.6	0.079	10.9
A019I-8.1C	6.22	773	1083	1.45	1.13	10.27	0.48	588.20	3.0	0.102	12.6
A019I-13.1C	2.69	1477	1343	0.94	2.25	11.09	0.32	564.96	2.3	0.073	4.6
A019I-14.1C	7.21	819	402	0.51	1.32	11.23	0.40	532.18	2.8	0.104	7.0
A018U-1.1C	3.39	753	568	0.78	0.979	9.42	0.36	661	3.1	0.066	7.2
A018U-2.1C	12.12	793	748	0.97	1.17	9.76	0.79	580	5.7	0.140	8.5
A018U-3.1C	12.27	642	542	0.87	1.11	11.40	0.69	496	3.4	0.117	16
A018U-4.1C	9.40	1255	2508	2.07	2.00	10.85	0.58	538	2.6	0.098	6.1
A018U-5.1C	7.66	810	824	1.05	1.36	11.66	0.50	510	3.0	0.110	10
A018U-6.1C	10.59	672	165	0.25	1.28	12.72	0.53	453	2.9	0.137	9.4
A018U-7.1C	4.96	1170	174	0.15	1.88	11.46	0.35	534	2.5	0.081	13
A018U-8.1	8.13	457	233	0.53	0.713	10.75	0.81	550	6.0	0.137	7.1
A018U-9.1	11.77	466	452	1.00	0.786	11.15	0.59	509	3.3	0.162	17
A018U-10.1	16.98	332	444	1.38	0.585	10.98	0.84	487	3.6	0.243	10
A018U-11.1	5.14	1868	430	0.24	3.03	11.55	0.38	529	2.8	0.092	10
A018U-12.1C	1.83	3168	2651	0.86	5.27	12.25	0.30	516	2.1	0.063	3.4
A019M-1.1	4.60	681	350	0.53	1.12	11.77	0.37	522.04	2.6	0.084	7.5
A019M-2.1	6.13	1437	727	0.52	2.39	11.70	0.33	516.86	1.8	0.099	8.3
A019M-3.1	14.97	470	180	0.40	0.91	12.36	0.72	443.01	2.8	0.173	14.1
A019M-4.1	4.52	1037	362	0.36	1.67	11.52	0.27	534.02	2.0	0.073	7.4
A019M-5.1	14.48	786	359	0.47	1.33	10.87	0.54	506.84	2.4	0.159	13.9
A019M-6.1	5.31	1417	1606	1.17	2.37	11.88	0.41	513.18	1.8	0.099	15.2
A019M-7.1	6.36	1284	870	0.70	2.16	11.80	0.35	510.94	1.9	0.099	12.5
A019M-8.1	4.15	1614	83	0.05	13.53	60.03	1.56	102.45	2.4	0.065	5.8
A019M-9.1	6.71	825	775	0.97	1.57	13.27	0.47	452.83	2.4	0.116	11.5
A019M-10.1	23.27	323	211	0.68	0.63	11.15	0.94	443.15	3.2	0.215	14.2
A019M-11.1	6.67	956	149	0.16	1.82	13.30	0.41	451.74	2.1	0.096	15.2
A019M-12.1	11.18	740	327	0.46	1.28	11.55	0.49	495.50	2.4	0.129	13.7
A019M-13.1	—	565	204	0.37	25.23	342.04	27.04	19.23	8.0	0.055	9.9
A019M-14.1	16.42	511	260	0.53	0.94	11.55	0.55	466.15	2.7	0.191	16.0
A019M-15.1	11.98	705	442	0.65	1.36	12.69	0.57	446.61	2.3	0.137	11.9
A019M-16.1	0.31	8240	5069	0.64	15.38	13.95	0.15	460.19	0.9	0.052	2.7
A019M-17.1	48.44	114	137	1.24	0.38	12.81	3.87	259.11	9.6	0.419	10.3

注：误差为 1σ；Pbc 和 Pb^{*} 分别为普通铅和放射成因铅；$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄普通铅校正时假设 $^{206}Pb/^{238}U$ 与 $^{207}Pb/^{235}U$ 年龄谐和。

2.2 钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$分析结果

所选择的样品为苦子干岩体不同岩石类型中的钾长石，其中样品 Zb29-1、Zb29-10 、Zb29-12 分别为细粒碱性正长花岗岩、中粒斑状霓辉正长岩和中粒等粒霓辉正长岩。样品 Zb29-1 为边缘相，其它两个样品较其更接近中心。测试结果见表 2，共出现了三个中高温阶段的坪年龄，分别为 23Ma、13Ma 和 8Ma（罗照华等，2003）。样品 Zb29-1 在 900℃ ~ 1340℃高温阶段出现了较完好的脱气坪，$^{39}Ar_K$ 的释气量占整个释气量的 70% 以上，年龄值加权平均为 23.34 ± 0.14Ma，反等时线年龄 23 ± 2Ma，MSWD = 1.9，反等时线截距为 319 ± 36，高于大气的尼尔值（295.5），^{40}Ar 略过剩。Zb29-10 、Zb29-12 两样品的测试结果相近，中高温阶段^{39}Ar析出量占总析出量的 60% 以上，对应的主坪年龄分别为 13.26 ± 0.02Ma 和 13.24 ± 0.06Ma，拟和的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时年龄分别为 13.89 ± 0.57Ma 和 13.97 ± 0.87Ma，反等时线截距分别为 293 ± 11 和 291 ± 7，坪年龄谱图形态（罗照华等，2003）及坪年龄与反等时线年龄值之间具有良好的一致性（排除了该样品在高温阶段有过剩 Ar 的可能性），且与样品 Zb29-1 的低温阶段的年龄坪（13.20 ± 0.12Ma）接近。Zb29-10、Zb29-12 中低温阶段$^{39}Ar_K$ 析出量分别达 20% 以上，并呈现出一个较好的年龄坪，对应的坪年龄为 8.21 ± 0.10Ma和 8.22 ± 0.13Ma，可能记录了后期构造热事件叠加的影响，且 8Ma 后没有再经历高于封闭温度的热扰动。

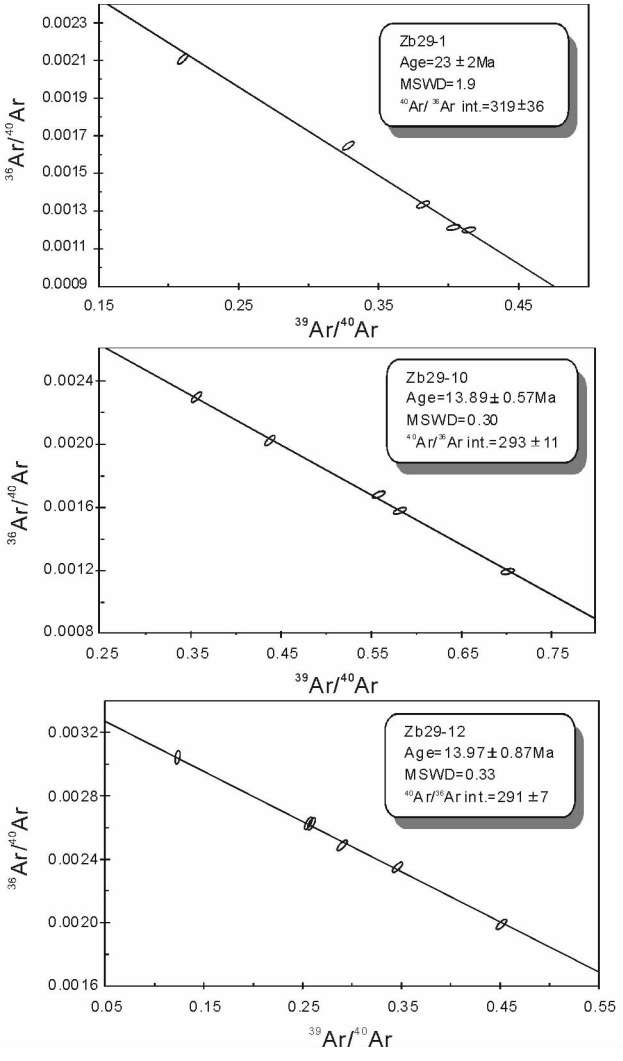


图 3 塔什库尔干碱性杂岩体钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$法反等时线年龄图

Fig. 3 Inverse isochrones obtained from the step-heating experiment on the K-feldspars of the Taxkorgan alkalic complex

3 讨论

根据$^{40}Ar/^{39}Ar$定年原理，在高温阶段所获得的坪年龄代表了样品早期结晶时代，而且样品 Zb29-1 是岩体边缘相的代表，冷却快，所以以往在讨论塔什库尔干碱性杂岩的形成时代时，把 23Ma 作为苦子干岩体的侵位年龄（罗照华等，2003）。钾长石 K-Ar 时钟的启动取决于其 Ar 的封闭温度，高于此温度，K-Ar 体系为开发状态；当温度下降到封闭温度时，钾长石矿物中放射成因的^{40}Ar 才能保存下来，此时的 K-Ar体系为封闭状态，计时时钟开始启动。由此认为 13Ma 为相邻卡日巴生花岗岩体侵位时对苦子干岩体的热扰动所致，即 13Ma 代表卡日巴生岩体的侵位时间，详细分析见罗照华等（2003）。

根据$^{40}Ar/^{39}Ar$法测年结果，苦子干岩体的钾长石年龄均符合以下特征：（1）具有 3 个以上相连的一致年龄坪，并具有超过 50% 的^{39}Ar 释放量；（2）^{39}Ar 析出量超过 50% 时，能获得好的高温坪；（3）与坪年龄对应的氩同位素可以构成良好的等时线，其等时线年龄与坪年龄基本一致，其截距值与大气氩比值相差不大。满足所有这些条件的样品，一般可以认为它所代表的岩体具有简单地质热历史，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 保持着一个非扰动的封闭体系（赵玉灵等，2002）。所以，钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 的测年结果应该是合理的，而且反等时线的截距除样品 Zb29-1 略微有过剩氩 Ar（Ar_E）的痕迹，其余两个样品不支持有 Ar_E 的存在。然而，苦子干岩体钾长石的年龄明显高于其锆石 U-Pb 的一致年龄（11Ma），在正常的情况下，锆石 U-Pb 年龄应大于钾长石的 Ar-Ar 年龄，因为 K-Ar 在钾长石中的封闭温度仅有 150℃左右（Dodson and Ncclelland，1985；高晶晶等，2006），远远小于 U-Pb 在锆石中的封闭温度（>800℃，Miyazaki and Santosh, 2005），年龄的矛盾暗示了钾长石可能含有过剩 Ar。

其实过剩 Ar 的存在是一普遍的现象（Simon，2002）。近年来，有关白云母、辉石、角闪石等适用于 K-Ar 法测年的矿物均发现有过剩 Ar 的现象（Li *et al.*，1994；刘红英等，2004；陈能松等，2000）。过剩 Ar 可以分为外来 Ar（extraneous argon）和继承 Ar（inherited argon）两种，但在大多数文献讨论

表 2 塔什库尔干碱性杂岩体中钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$测定结果

Table 2 $^{40}Ar/^{39}Ar$ results on K-feldspars from the Taxkorgan alkalic complex

温度 (℃)	$^{40}Ar/^{39}Ar$ m	$^{36}Ar/^{39}Ar$ m	$^{37}Ar/^{39}Ar$ m	$^{38}Ar/^{38}Ar^{39}$ m	^{39}Ar 10^{-12}mol	$^{40}Ar*/^{39}Ar$ ±1σ	^{39}Ar (%)	似年龄 t=1σMa	
样品编号: Zb29-1				照射参数: J=0.008394					
380	6.0839	0.0126	0.0682	0.0231	3.32	2.357	1.46	35.30	0.42
520	5.8209	0.0168	0.0672	0.0339	6.22	0.857	2.75	12.92	0.16
620	2.1839	0.0043	0.0367	0.0118	16.15	0.888	7.13	13.39	0.16
750	1.8252	0.0031	0.0341	0.0130	23.89	0.884	10.50	13.32	0.16
830	5.2889	0.0138	0.1067	0.0338	5.21	1.215	2.30	18.29	0.22
900	4.7805	0.0101	0.0860	0.0256	9.51	1.529	4.20	22.98	0.28
1000	2.4128	0.0029	0.0428	0.0160	39.90	1.531	17.60	23.01	0.27
1080	2.6222	0.0035	0.0330	0.0167	52.11	1.549	23.10	23.28	0.28
1160	2.4812	0.0030	0.0316	0.0161	30.85	1.569	13.60	23.57	0.28
1240	3.0449	0.0050	0.0734	0.0222	20.65	1.534	9.12	23.05	0.28
1340	8.4138	0.0060	0.0919	0.0193	13.45	1.616	5.94	24.28	0.29
1450	6.6977	0.0139	0.0788	0.0284	4.99	2.569	2.20	38.45	0.46
样品编号: Zb29-10				照射参数: J=0.008384					
380	4.7325	0.0123	0.0866	0.0263	5.637	1.078	1.70	16.23	0.19
520	3.4188	0.0096	0.0514	0.0224	10.860	0.564	3.28	8.52	0.10
630	1.9788	0.0049	0.0302	0.0177	21.920	0.519	6.63	7.84	0.09
750	3.0383	0.0084	0.0611	0.0244	9.697	0.550	2.93	8.30	0.10
830	2.0707	0.0050	0.0250	0.0132	22.970	0.556	6.95	8.40	0.10
900	1.8168	0.0042	0.0247	0.0172	30.390	0.553	3.19	8.35	0.10
980	3.0357	0.0078	0.0889	0.0270	10.390	0.715	3.14	10.78	0.13
1060	2.2778	0.0046	0.0299	0.0197	25.050	0.888	7.58	13.39	0.16
1120	1.7143	0.0027	0.0219	0.0157	38.970	0.880	11.80	13.27	0.16
1160	1.4241	0.0017	0.0200	0.0142	11.130	0.881	33.70	13.28	0.16
1250	1.7871	0.0030	0.0272	0.0188	23.110	0.873	6.99	13.16	0.16
1350	2.7966	0.0064	0.0438	0.0218	13.690	0.875	4.14	13.19	0.16
1450	4.8214	0.0107	0.0617	0.0261	6.496	1.645	1.96	24.71	0.30
样品编号: Zb29-12				照射参数: J=0.008384					
400	2.5098	0.0067	0.0301	0.0214	11.83	0.521	8.42	7.87	0.09
500	2.5072	0.0065	0.0371	0.021	16.01	0.562	11.4	8.48	0.1
600	2.9545	0.0081	0.0703	0.0285	9.187	0.563	6.54	8.35	0.1
680	4.3197	0.0127	0.0998	0.0333	6.82	0.546	4.86	8.24	0.1
760	8.1865	0.0249	0.4017	0.0347	4.476	0.872	3.19	13.15	0.16
840	3.8775	0.0102	0.2278	0.0411	6.811	0.865	4.85	13.04	0.16
920	2.2113	0.0044	0.0774	0.018	16.47	0.903	11.7	13.61	0.16
1000	2.8928	0.0068	0.2795	0.0316	12.99	0.889	9.25	13.4	0.16
1100	3.9193	0.0103	0.1651	0.0292	14.38	0.866	10.2	13.06	0.16
1200	3.4594	0.0086	0.0386	0.0199	25.75	0.888	18.3	13.39	0.16
1300	3.4737	0.0088	0.0515	0.0221	13.22	0.867	9.41	15.07	0.16
1450	11.308	0.0327	0.2602	0.0729	2.482	1.671	1.77	25.23	0.32

测试单位: 中国科学院地质与地球物理研究所 Ar-Ar 法定年实验室; 测定仪器: 英国 RGD-10 气体源质谱仪;

中一般不把二者分开，本文统称为过剩 Ar。苦子干岩体中钾长石未呈现出过剩 Ar 典型的“马鞍型”谱图（即在释气的低温和高温阶段均出现较老的表面年龄），而是较好的坪年龄。这是因为$^{40}Ar_E$ 和放射成因的^{40}Ar 在钾长石中活动方式和扩散速率相近，不受它们初始位置影响（Wartho *et al.*，1999），两种 Ar 在钾长石矿物中混合均匀，所以无法分辩。这一现象不但出现在钾长石中，白云母、辉石和角闪石也有类似的情况。导致钾长石含有 Ar_E 的原因可能有：（1）源区可能有 Ar_E 的存在；（2）岩体形成和演化过程经历过富含 Ar 流体的作用。苦子干岩体的岩石化学特征表明在其演化过程中曾经历过富 K 流体的作用（柯珊等，2006b），如果这种流体同时富含 Ar，则非常有可能导致该岩体的钾长石含有过剩 Ar。尽管 Ar 作为微量元素在钾长石中的溶解度非常低，仅有 0.7ppb，远低于白云母的（1.8ppb）（Wartho *et al.*，1999），也就是说同等条件下钾长石出现过剩 Ar 的可能性大大小于白云母，但如果粒间流体含有足够多的元素 Ar，仍然可以使过剩 Ar 留存在钾长石中（Simon，2002）；（3）与变质围岩相互作用的结果。当岩体侵入古老的变质围岩中，围岩中的 Ar 受热逸出，通过混染或交换作用进入正在结晶的岩浆和钾长石中（陈能松等，2000；高晶晶和刘玉琳，2006），导致钾长石含有过剩 Ar。样品 Zb29-1 采自岩体边缘，其年龄比岩体内部样品 Zb29-10 、Zb29-12 明显偏老，应是与变质围岩相互作用所致。因此，对于塔什库尔干碱性杂岩体来说，钾长石不是$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法测年的理想对象。

通过以上讨论，可以确定苦子干和卡日巴生岩体均为新生代岩浆岩，系同期的岩浆活动，侵位年龄应为 11Ma。该区除塔什库尔干杂岩外，其西北部帕米尔地区塔吉克斯坦境内的 Dunkeldik 山谷也发育一系列 11Ma 的碱性钾质喷出-浅成杂岩，岩石类型包括超钾质岩墙和次火山岩体，成分从碱性玄武岩到粗面岩、正长岩和碳酸岩。其中粗面岩的黑云母、钾长石和基质 Ar-Ar 年龄为 10.8～11.1±0.15Ma，长英质榴辉岩包体中黑云母的年龄为为 11.2 和 11.5±0.2Ma（Ducea *et al.*，2003）。表明在中新世中期（11Ma），帕米尔构造结地区有着广泛和强烈的岩浆活动，既有壳源岩浆又有幔源岩浆活动。

通过对塔什库尔干碱性杂岩矿物学、岩石学和地球化学的综合研究，苦子干和卡日巴生两个岩体均为加厚下地壳镁铁质岩石部分熔融的产物，据斜长石、金红石和石榴石矿物相平衡的约束，岩浆来源的深度至少大于 50km（柯珊等，2006b），说明帕米尔构造结地区在 11Ma 前下地壳已加厚，厚度大于 50km。对于 8Ma 的低温段坪年龄，至今区内尚未发现具有相近侵位年龄的岩浆岩体。但周勇等（2000）研究喀喇昆仑走滑断裂带磁组构特征时，同位素测年数据表明喀喇昆仑走滑断裂在中新世后期（6.88±0.36 至 8.75±0.25Ma）有一次强烈的走滑运动，同时造成断裂两侧地壳的升降，所以 8Ma 年龄应是塔什库尔干杂岩记录了后期构造热事件的影响。

4 结论

综上所述，可以得出以下几点结论：

（1）通过对塔什库尔干碱性杂岩钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法和锆石 U-Pb 法同位素年代学的研究和对比，认为其苦子干正长岩岩体中的钾长石含有过剩 Ar，所以不宜作为塔什库尔干碱性杂岩侵位年龄的测试对象。

（2）通过高精度锆石 SHRIMP U-Pb 测年，塔什库尔干碱性杂岩体中苦子干和卡日巴生两岩体的侵位年龄均为 11Ma。结合岩体的成因，在 11Ma 前帕米尔构造结地区已具有加厚的下地壳，地壳厚度至少大于 50km。在岩体侵位后，由于喀喇昆仑大断裂活动的影响，8Ma 时记录了这次后期构造热事件的发生。

致谢 衷心感谢赖绍聪教授认真评阅本文并提出宝贵的修改意见，感谢陈道公教授在写作过程中的指导和杨蔚博士的帮助。本文的研究工作是在教育部博士点新教师基金（20070491518）、中国地质大学（北京）青藏高原创新团队和国家自然科学基金项目（40472038）资助下完成的，谨致谢忱。

References

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605－626

Burtman VS and Molnar P. 1993. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. The Geological Society of America, Special Paper, 281:1－76

Chen NS, Sun M, Zhang KX *et al.* 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and U-Pb age of metamorphic diorite body in the eastern Kunlun: hornblende excess Ar and Paleozoic evidence of magma belt in eastern Kunlun. Chinese Science Bulletion, 45(21): 2337－1342

Compston W, Williams IS, Krischvink JL *et al.* 1992. Zircon U-P ages of early Cabbrian time-scale. J. Geol. Soc., 149: 171～184

Dodson M H and McClelland-Brown E. 1985. Isotopic and alaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In: The chronology of geological record, Geol. Soc. Mem. (London), 10: 315－325

Ducea M N, Lutkov V, Minaev VT *et al.* 2003. Building the Pamirs: The view from the underside. Geology, 31(10): 849 － 852

Forster H J, Tischendorf G, Trumbull RB *et al.* 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos, 40: 261－293

Gao JJ and Liu YL. 2006. Discussion on K-Ar dating of K-feldspar. Geological Journal of China Universities, 12(3): 375－377 (in Chinese with English abstract)

Jiang CF, Yang JS, Feng BG *et al.* 1992. Opening-Closing Tectonics of Kunlun Mountains. Beijing: Geological Publishing House: 1－224

Ke S, Luo ZH and Mo XX. 2006. Mineralogy of Taxkorgan Cenozoic alkaline complex and its implication to the pluton genesis, Xinjiang. Acta Petrologica et Mineralogica, 25(2): 148－156 (in Chinese with English abstract)

Ke S, Mo XX, Luo ZH *et al.* 2006b. Petrogenesis and geochemistry of Cenozoic Taxkorgan alkalic complex and its geological significance. Acta Petrologica Sinica, 221(4): 905－915 (in Chinese with

English abstract)
Li SG, Wang SS, Chen YZ *et al*. 1994. Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating of eclogite minerals by Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ methods. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 112: 343 – 350
Lin QC, Xia B and Zhang YQ. 2006. Ar-Ar dating of potassic alkali-rocks in the western Kunlun-Kalakorum Mountains-example for the rocks of Yanghu, Zankan and Kuzigan. J. Mineral. Petrol., 26(2): 66 – 70(in Chinese with English abstract)
Liu HY, Xia B, Zhang YQ *et al*. 2004. ^{40}Ar-^{39}Ar ages of the ultrabasic alklic rock and layered gabbro in Panzhihua-Xichang rift zone: examples from the Jijie, Daxiangping and Taihe pluton. Geological Review, 50(2): 175 – 179(in Chinese with English abstract)
Luo ZH, Mo XX and Ke S. 2003. Ages of Taxkorgan alkaline intrusive complex and their geological implications. Xinjiang Geology, 21(1): 46 – 50(in Chinese with English abstract)
Miyazaki T and Santosh M. 2005. Cooling history of the Puttetti alkali syenite pluton, southern India. Gondwana Research, 8(4): 567 – 574
Pan YS. 2000. Geological Evolution of the Karakorum-Kunlun Mountains. Beijing: Sciences Publishing House: 209 – 258
Simon K. 2002. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. Chemical Geology, 188: 1 – 22
Song B, Zhang YH, Wang YS *et al*. 2002. Mountmaking and procedure of the SHRIMP dating. Geological Review, 48(Supp.): 26 – 30(in Chinese with English abstract)
Wang DZ and Zhou JC. 1999. Look back and look forward to granite research. Acta Petrologica Sinica, 15(2): 161 – 169(in Chinese with English abstract)
Wartho JA, Kelley SP, Carroll MA *et al*. 1999. Ar diffusion in Madagascar K-feldspar using UV laser. Earth Planet of Science Letter, 170: 141 – 153
Williams IS and Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, Ⅱ. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contrib. Mineral Petrol, 97: 205 – 217
Xiao QH, Xing ZY, Zhang Y *et al*. 2003. The major frontiers of the recent studies of granite. Earth Science Frontiers, 10(3): 221 – 229(in Chinese with English abstract)
Xiao XC, Liu X, Gao R *et al*. 2002. Lithospheric structure and tectonic evolution of the West Kunlun and its adjacent areas-brief report on the South Tarim-West Kunlun multidisciplinary geoscience transect. Geological Bulletin of China, 21(2): 63 – 68(in Chinese with English abstract)
Xu RH, Zhang YQ, Xie YW *et al*. 1996. Isotopic geochemistry of plutonic rocks. In: Pan YS (ed.). Geological Evolution of the Karakorum and Kunlun Mountains. Beijing: Seismological Press, 137 – 186
Zhao YL, Yang JZ and Shen YC. 2002. Study on dating methods of isotopic chronology. Geology and Prospecting, 38(2): 63 – 67(in Chinese with English abstract)
Zhou Y, Xu RH, Yan YH *et al*. 2000. Characteristics of magnetic fabrics of the Karakoram fault belt and its tectonic significance. Acta Petrologica Sinica, 16(1): 134 – 144(in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

陈能松, 孙敏, 张克信等. 2000. 东昆仑变闪长岩体的^{40}Ar-^{39}Ar和U-Pb年龄: 角闪石过剩Ar和东昆仑早古生代岩浆岩带证据. 科学通报, 45(21): 2337 – 2342
高晶晶, 刘玉琳. 2006. 钾长石K-Ar定年若干问题的讨论. 高校地质学报, 12(3): 375 – 377
姜春发, 杨经绥, 冯秉贵等. 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社: 1 – 224
柯珊, 罗照华, 莫宣学. 2006a. 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. 岩石矿物学杂志, 25(2): 148 – 156
柯珊, 莫宣学, 罗照华等. 2006b. 塔什库尔干新生代碱性杂岩的地球化学特征及岩石成因. 岩石学报, 22(4): 905 – 915
林清茶, 夏斌, 张玉泉. 2006. 西昆仑-喀喇昆仑地区钾质碱性岩Ar-Ar年龄:以羊湖、昝坎和苦子干岩体为例. 矿物岩石, 26(2): 66 – 70
刘红英, 夏斌, 张玉泉. 2004. 攀西裂谷带内超基性碱性岩和层状辉长岩^{40}Ar-^{39}Ar年龄——以鸡街、大向坪和太和岩体为例. 地质评论, 50(2): 175 – 179
罗照华, 莫宣学, 柯珊. 2003. 塔什库尔干碱性杂岩体形成时代及其地质意义. 新疆地质, 21(1): 46 – 50
潘裕生. 2000. 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. 北京: 科学出版社: 209 – 258
宋彪, 张玉海, 万渝生等. 2002. 锆石SHRIMP样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质评论, 48(增刊): 26 – 30
王德滋, 周金城. 1999. 我国花岗岩研究的回顾与展望. 岩石学报, 15(2): 161 – 169
肖庆辉, 邢作云, 张昱等. 2003. 当代花岗岩研究的几个重要前沿. 地学前缘, 10(3): 221 – 229
肖序常, 刘训, 高锐等. 2002. 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. 地质通报, 21(2): 63 – 68
新疆地质矿产局二大队. 1985. 新疆南疆西部地质图(1∶50万)及说明书. 北京: 地质出版社, 251 – 361
赵玉灵, 杨金中, 沈院超. 2002. 同位素地质学定年方法评述. 地质与勘探, 38(2): 63 – 67
周勇, 许荣华, 阎月华等. 2000. 喀喇昆仑断裂带磁组构特征及其意义. 岩石学报, 16(1): 134 – 144