西昆仑慕士塔格岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年:对古特提斯碰撞时限的制约

康磊,校培喜,高晓峰,董增产,过磊,奚仁刚
西安地质矿产研究所,西安,710054

内容提要:慕士塔格岩体是西昆仑造山带出露面积最大的侵入体,主要由黑云母二长花岗岩、似斑状黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩组成,其中发育大量的暗色微细粒包体和基性岩浆条带。根据锆石的阴极发光图像以及 Th、U、REE 元素等特征,所测试的锆石均为典型的岩浆结晶锆石,利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,测得岩体东西部分的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄分别为 229.6±0.8Ma(MSWD=0.44)、232.8±1.5Ma(MSWD=0.21),两者在误差范围内一致,综合获得该岩体年龄为 231.4±0.7Ma(MSWD=1.5),属于中三叠世晚期。根据岩石学、锆石内部结构及其 REE 元素特征,结合前人地球化学资料,该岩体应为壳幔岩浆混合成因。结合区域地质资料,慕士塔格岩体应是从挤压的主碰撞期向伸展后碰撞期转换的产物,表明古特提斯主碰撞作用发生在中三叠世晚期之前,之后开始进入古特提斯后碰撞阶段。

关键词:LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年;慕士塔格岩体;西昆仑;古特提斯

西昆仑造山带位于青藏高原西北缘和中央造山带的最西段,是古亚洲构造域和特提斯构造域结合部位(任纪舜等,1999;姜耀辉和周珣若,1999;姜春发等,2000),大地构造位置特殊(姜耀辉等,2000a;张传林等,2005),显生宙以来大致经历了原特提斯和古特提斯两个演化阶段(潘裕生,1990;潘裕生等,2000;袁超等,2003),特别是与古特提斯洋盆闭合有关的碰撞造山作用最终使整个西昆仑结束了洋的演化历程,这一构造演化过程一直都是众多学者研究的热点,但目前对该期碰撞造山时限还存在较大分歧:

(1)姜春发等(1992,2000)对西昆仑早期地质资料系统总结,认为晚三叠世古特提斯洋向北俯冲碰撞,刘训等(2006)根据西昆仑地区广泛发育着侏罗纪—白垩纪陆壳上的陆棚浅海—盆地相沉积岩,认为碰撞造山作用发生于三叠纪末期,以及杨文强等(2011)通过对麻扎—康西瓦断裂西段出露的矽线石榴黑云片麻岩和石榴角闪片麻岩进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年研究,获得其变质时代为(220±2)和(220±3)Ma,以上学者均认为碰撞造山作用发生在中—晚三叠世。

(2)张传林等(2005)通过对西昆仑北部两类花岗岩的研究,推测含石榴子石片麻状花岗(240.5±1.8Ma)形成于同碰撞造山环境,含角闪石花岗岩(228.2±1.5Ma)形成于伸展拉张的后碰撞造山环境,李荣社等(2008)根据西昆仑北中地区的早—中三叠世地层角度不整合于晚三叠世地层之上,并于中三叠世末期结束了海相沉积,认为碰撞事件发生在晚二叠世—中三叠世,晚三叠世已进入后碰撞阶段。

(3)莫宣学等(2006)通过对昆仑造山带的修沟—玛沁对接带和"三江"地区岩浆—构造活动特征研究,则认为所有古特提斯洋盆均在晚三叠世末—早侏罗世碰撞闭合。上述分歧明显制约了对西昆仑造山带古特提斯碰撞造山过程的深入理解。

麻扎—康西瓦构造带代表该地区古特提斯洋俯冲消减的界线(潘裕生,1990,1994;邓万明,1995;曲军峰等,2007;许志琴等,2011),沿其发育了西昆仑造山带规模最大的花岗岩带(韩芳林,2006)。近年来,研究表明该花岗岩带主要由早二叠世碰撞前火山弧环境的 I 型花岗岩(汪玉珍等,1987;毕华等,1999;姜耀辉等,2000b)和中晚三叠世后碰撞拉张环境的 A 型花岗岩(姜春发等,1992;姜耀辉等,1999,2000a、b;袁超等,2003;张传林等,2005)组成,

注:本文为中国地质调查局国土资源大调查研究项目(编号 1212011085034)和陕西省自然科学基金资助项目(编号 2012JM5004)的成果。
收稿日期:2011-10-26;改回日期:2012-05-15;责任编辑:章雨旭。
作者简介:康磊,男,1984 生。研究实习员。主要从事花岗岩和区域地质调查研究。电话:029-87821736;Email:kang844@126.com。

为研究古特提斯碰撞造山演化历史提供了重要线索。前人对这些 A 型花岗岩进行过较多的同位素测年(汪玉珍等,1987;姜春发等,1992;Yuan et al.,2002;袁超等,2003),而对其中具典型代表(姜耀辉等,2000b)且作为西昆仑地区出露面积最大的侵入体(李荣社等,2008)——慕士塔格岩体(有文献称其为"公格尔岩体"(姜耀辉等,2000b))研究较少,缺乏高质量的同位素定年资料,河南省地质调查院[1,2]利用颗粒锆石蒸发法获得 U-Pb 年龄为 204 ~ 214Ma,而 Pb-Pb 年龄为 438Ma,陕西地质调查院[3]测得锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年龄为 232.2 ~ 247.7Ma,很明显以上定年受当时方法技术的制约可信度不高或年龄跨度太大,对其形成时代一直没有很好的界定,这不仅制约了对慕士塔格岩体时代的研究,也影响了对西昆仑造山带古特提斯碰撞造山时代的进一步研究。笔者等在详细的野外地质调查和岩相学研究基础上,对慕士塔格岩体开展 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究,结合区域地质资料,试图为西昆仑造山带古特提斯后碰撞时代提供新的重要信息,进而对其碰撞造山时限进行有效制约。

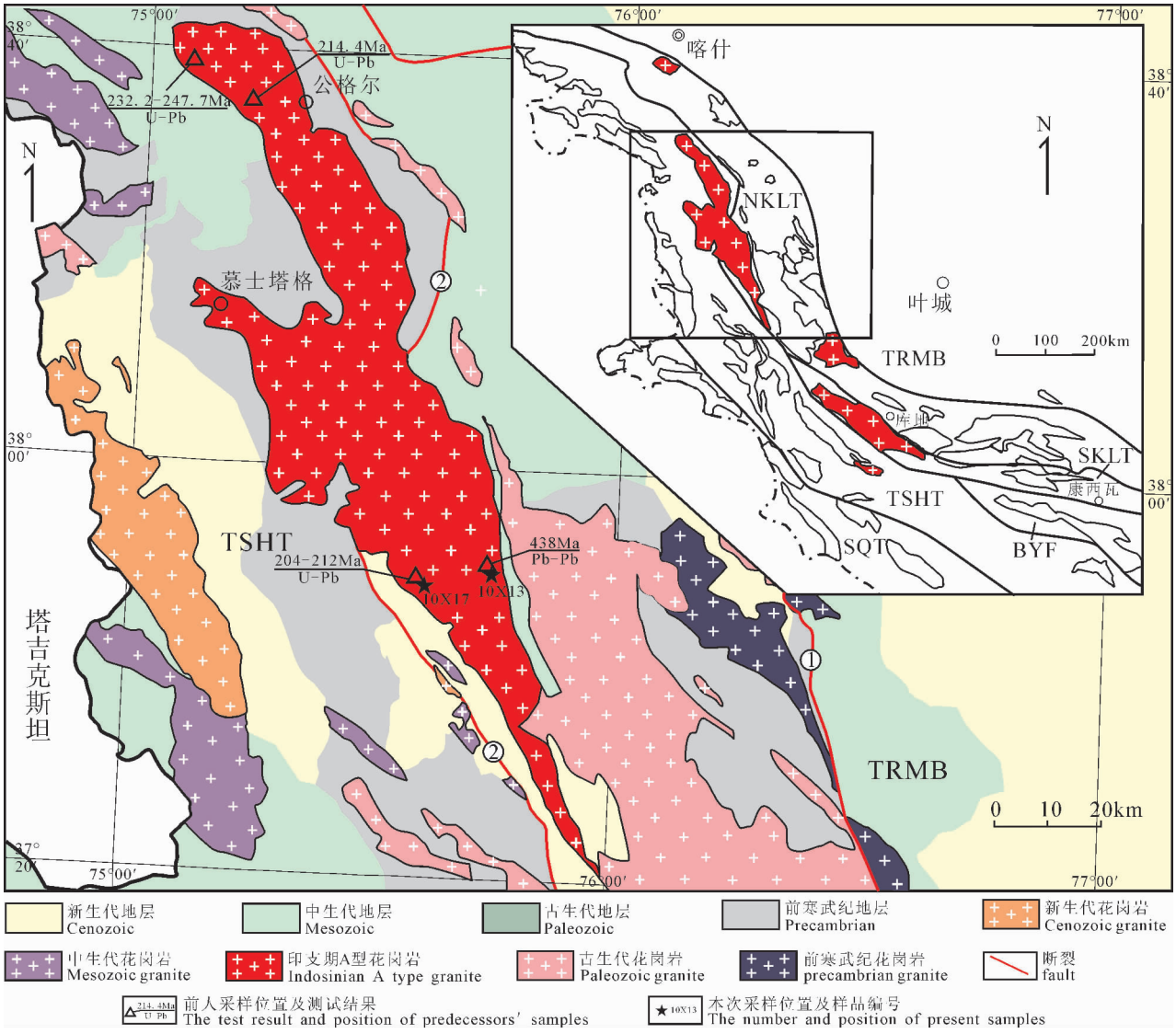


图 1 慕士塔格岩体地质简图(据姜耀辉等,2000b;李荣社等,2008 修编)

Fig. 1 Sketch geological map of Muztagata pluton(modified after Jiang Yaohui et al., 2000b; Li Rongshe et al., 2008)

TRMB—塔里木板块;NKLT—西昆仑北地体;SKLT—西昆仑南地体;BYF—巴颜喀拉地体;TSHT—甜水海地体;SQT—南羌塘地体;①—库地—苏巴什缝合带;②—麻扎—康西瓦缝合带

TRMB—Tarim Block; NKLT—North of West Kunlun Massif; SKLT—South of West Kunlun Massif; BYF—Bayankala Massif; TSHT—Tianshuihai Massif; SQT—South Qiangtang Massif; ①—Kudi—Subashi Suture zone; ②—Mazha—Kangxiwa Suture zone

1　地质背景及岩体特征

西昆仑造山带由三个构造单元组成:西昆仑北地体,西昆仑南地体和甜水海地体(Xiao et al.,2002;许志琴等,2006,2011;张传林等,2007;杨文强等,2011),北昆仑地体与南昆仑地体之间的库地断裂为原特提斯缝合带,南昆仑地体与甜水海地体之间为麻扎—康西瓦古特提斯缝合带。其中沿麻扎—康西瓦古特提斯缝合带发育的 A 型花岗岩体包括:慕士塔格岩体、阿克阿孜岩体、胜利桥北岩体、麻扎岩体、黑卡兵站北岩体和卡克雷姆岩体(姜耀辉等,2000a、b)。

慕士塔格岩体位于麻扎—康西瓦构造带西段,面积达 3300km^2,长达 170 km,宽 1 ~ 35 km,呈巨型长条状,分布于麻扎—康西瓦断裂两侧,延伸方向严格受其控制(图 1),岩体的主体侵位于古元古代布伦阔勒岩群(Pt_1B),局部侵入于奥陶系—志留系(OS)和上石炭统提热艾力组(C_2t)中,主要由中粒黑云母二长花岗岩、似斑状中粒黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩组成。岩体中发育大量具岩浆结构的暗色微细粒包体(图 2a、c)和基性岩浆条带(图 2b、d),前者为辉长质或闪长质,呈塑性变形特征的浑圆状、椭圆状或长条状,发育来自寄主岩石的斜长石斑晶和捕虏体(图 2a),与寄主岩石或界线截然或渐变过渡,后者为辉长质,呈条带状,与寄主岩石多为港湾状接触,不发育冷凝边,其附近发育零散的暗色包体,这些岩石学特征指示岩体在形成过程中存在强烈的岩浆混合作用。

2　采样及分析方法

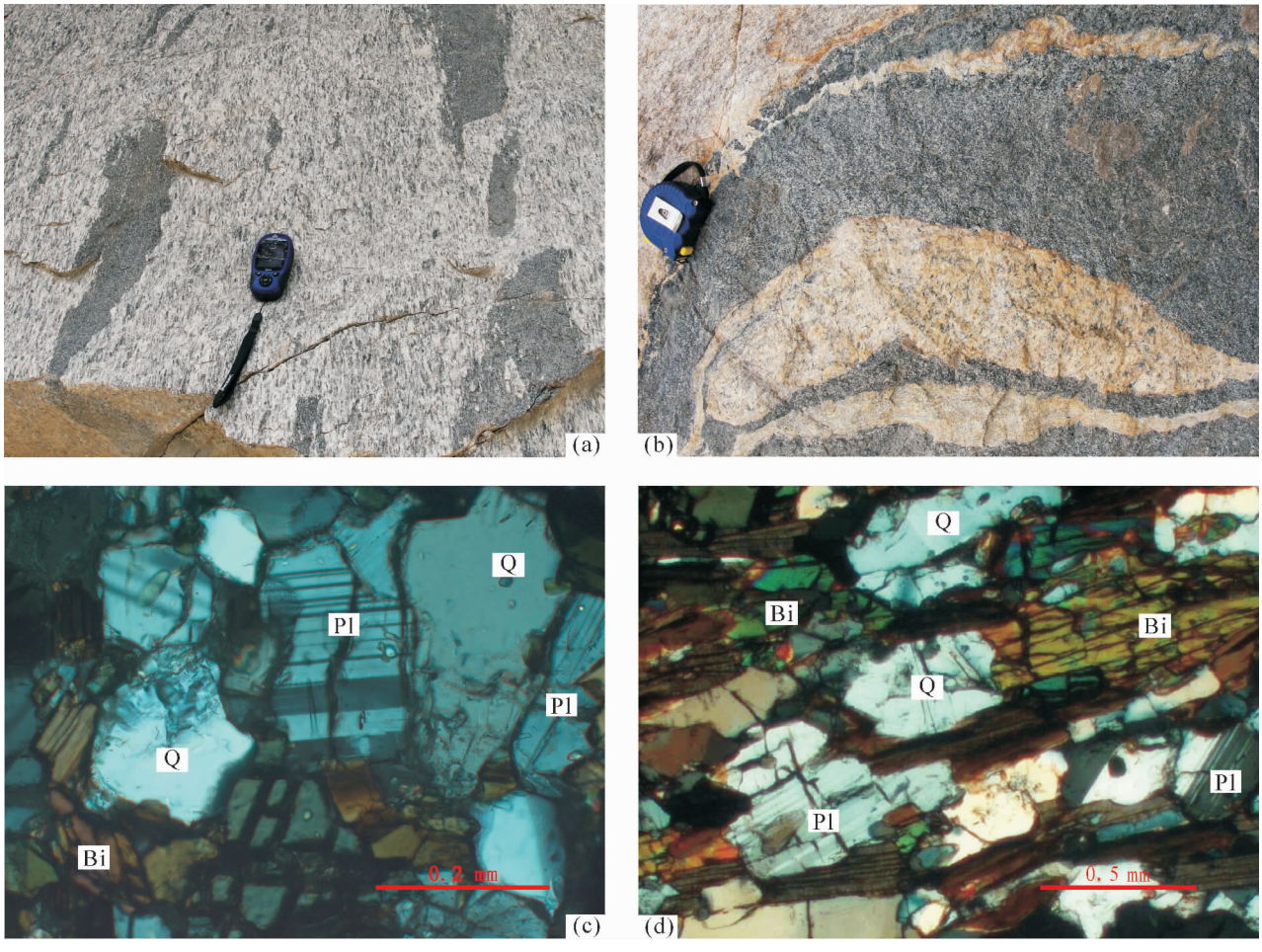


图 2 西昆仑慕士塔格岩体的岩相学特征

Fig. 2 The petrographical feature of Muztagata pluton in western Kunlun

(a)—暗色微细粒包体;(b)—基性岩浆条带;(c)—暗色微细粒包体的显微结构(正交偏光);(d)—基性岩浆条带的显微结构(正交偏光)。Q—石英;Pl—斜长石;Bi—黑云母

(a)—dark microgranular enclave; (b)—basic magmatic cingulum; (c)—microstructure of the dark microgranular enclave(crossed nicols); (d)—microstructure of the basic magmatic cingulum(crossed nicols) Q—quartz; Pl—plagioclase; Bi—biotite

本次工作共采集两件同位素测年样品(编号:10X13、10X17),经纬度分别为:N = 37°50′13″,E = 75°45′28″;N = 37°49′06″,E = 75°32′48″,采样位置见图 1。样品岩性均为灰白色似斑状二长花岗岩,块状构造,似斑状结构。斑晶主要为斜长石(15%),呈自形板条状,粒径 5 ~ 15mm。基质为细中粒结构,粒径 0.5 ~ 3mm,主要由碱性长石(15%)、石英(40%)、斜长石(23%)、角闪石(3%)和黑云母(4%)组成,其中暗色矿物多呈定向排列,副矿物为磁铁矿、锆石、榍石和磷灰石。

用于 LA-ICP-MS U-Pb 测年的锆石是在河北廊坊区域地质调查研究院挑选出,然后在双目镜下根据锆石颜色、自形程度、形态和透明度等特征初步分类,挑选出具有代表性的锆石,将锆石颗粒粘在双面胶上,然后用无色透明的环氧树脂固定,待环氧树脂充分固化后,对其表面进行抛光至锆石内部暴露,然后进行锆石显微照像(反射光和透射光照相)、阴极发光(CL)显微图像研究。

激光剥蚀电感偶合等离子体质谱(LA-ICP-MS)原位 U-Pb 定年在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。实验采用的 ICP-MS 为美国 Agilent 公司生产 Agilent7500a,激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产 GeoLas200M。激光剥蚀斑束汽径为 30μm,激光剥蚀样品的深度为 20 ~ 40μm。锆石年龄采用标准锆石 91500 作为外部标准物质。元素含量采用 NIST SRNI610 作为外标。^{29}Si作为内标元素进行校正。样品的同位素比值和元素含量数据处理采用 GLITTER(4.0 版,MacquarieUniversity)软件,用

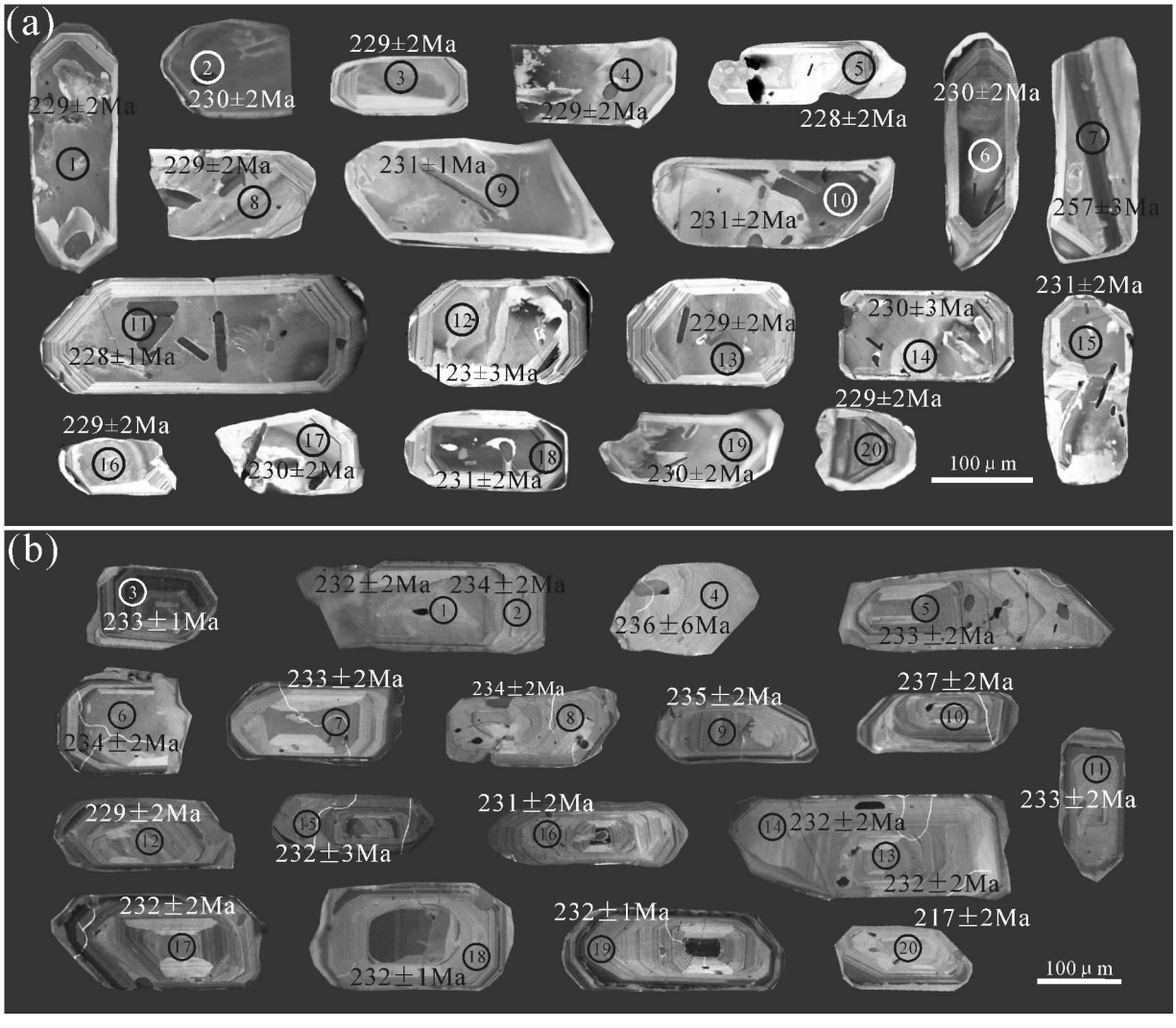


图 3 西昆仑慕士塔格岩体中典型锆石样品 10X13(a)、10X17(b)CL 图像和年龄值

Fig. 3 Representative CL images and ages of the zircon samples 10X13(a) and 10X17(b) from Muztagata pluton

LAM-ICPMS Connnon Lead Correction(ver3.15)对其进行了普通铅校正,年龄计算及谐和图采用 Isoplot(ver3.0)完成(Ludwig,1991)。详细的实验原理和流程及仪器参见参考文献(Kosler et al.,2002;袁洪林等,2003)。

3　锆石特征及分析结果

样品(10X13、10X17)中锆石呈较自形的长—短柱状,晶体长 100 ~ 600μm,宽 50 ~ 230μm,柱状长宽比为 1.5:1 ~ 5:1,阴极发光图像中除了个别锆石呈面状条带外(10X13-07),其他均表现出典型的岩浆震荡环带,明显属于岩浆结晶产物(吴元保和郑永飞,2004)(图 3)。

从各锆石微区测得的 U-Pb 同位素分析结果(表 1)可见,各样品中锆石的 Th 和 U 变化幅度均较大(Th 含量变化分别为 $564 \times 10^{-6} \sim 15295 \times 10^{-6}$、$77.2 \times 10^{-6} \sim 1765 \times 10^{-6}$,U 含量变化为 $1713 \times 10^{-6} \sim 15490 \times 10^{-6}$、$219 \times 10^{-6} \sim 5543 \times 10^{-6}$),且具有较高的 Th/U 比值(0.33 ~ 1.04,大多数 > 0.4),这些特征与典型岩浆锆石特征一致(Claesson et al.,2000;吴元保和郑永飞,2004)。

各锆石微区测得的稀土元素数据见(表 2),锆石的稀土元素配分模式总体相似(图 4),除个别锆石(10X17-20)外,均显示阶梯式重稀土富集((Lu/Gd)$_N$分别为 23.2 ~ 54.2、9.2 ~ 55.8),而轻稀土明显亏损(HREE/LREE 分别为 1.8 ~ 62.2、2.7 ~ 44.0),强烈的负 Eu 异常(Eu/Eu * 分别为 0.08 ~ 0.18、0.03 ~ 0.20),只是部分呈强烈的正 Ce 异常,而部分正 Ce 异常不明显,这可能与锆石结晶时流体(熔体)的氧化还原条件不同有关(Hanchar et al.,2007;郭锋等,2007;曹烨等,2009),总体特征与岩浆成因锆石相同(Rubatto,2002;吴元保和郑永飞,2004)。

样品 10X13 中 20 颗锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄范围在 123 ~ 257Ma 之间,最大的年龄误差为 3Ma,其中 2 颗锆石(10X13-07 和 10X13-12)的$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄分别为 257 ± 3Ma、123 ± 3Ma,明显偏离了$^{206}Pb/^{238}U$年龄的正常分布范围,前者(10X13-07)的阴极发光图像呈面状条带(图 3a),且锆石的稀土含量也较低(图 4a),$\sum REE = 1464 \times 10^{-6}$,与其他锆石差异明显,可能代表继承锆石或捕获锆石的年龄,后者(10X13-12)测点明显位于锆石的破裂部位,可能发生了 Pb 的丢失,使测试年龄偏小,剩下的 18 颗锆石其$^{206}Pb/^{238}U$年龄均 228 ~ 231Ma 之间,均分布在谐和曲线附近,构成较集中的锆石群,表明锆石形成以来 U-Pb 同位素体系是封闭的,样品的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄为 229.6 ± 0.8Ma,MSWD = 0.44(95% 置信度)(图 5a)。样品(10X17)中 20 颗锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄范围在 217 ~ 237Ma 之间,最大的年龄误差为 3Ma,其中 10X17-20 测点稀土元素配分曲线特征与总体明显不同(图 4b),稀土元素总量较高($\sum REE = 9326 \times 10^{-6}$),重稀土富集不明显[$(Lu/Gd)_N = 6.43$],这可能是测点存在磷灰石包裹体造成稀土元素含量急剧升高的缘故,所测得的结果应为混合年龄,无地质意义,将该点删除,剩下的 19 颗锆石其$^{206}Pb/^{238}U$年龄范围在 229 ~ 237Ma 之间,分布集中且谐和性较好,样品的加权平均

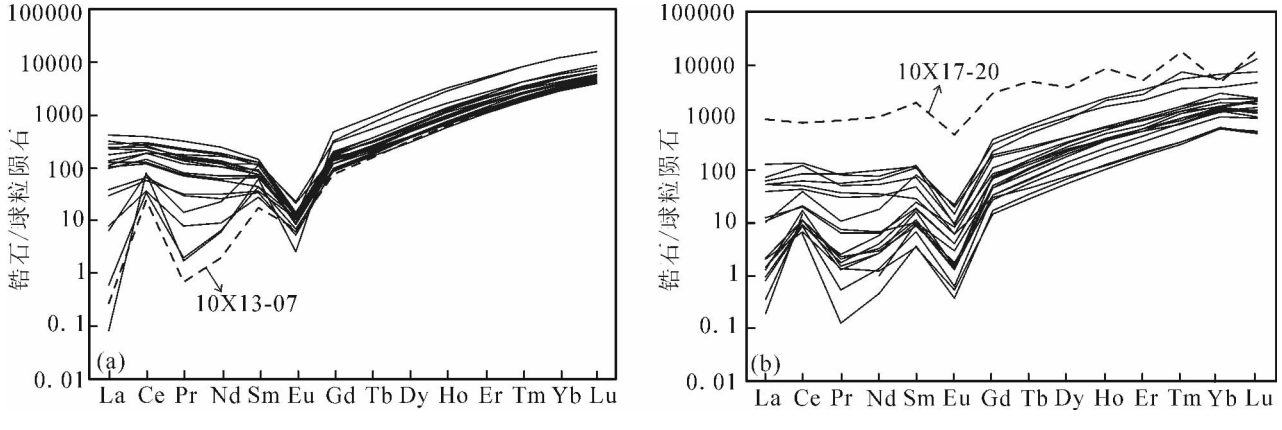


图 4 西昆仑慕士塔格岩体中锆石样品 10X13(a)、10X17(b)的稀土配分曲线

Fig. 4 REE patterms of the zircon samples 10X13(a) and 10X17(b) from Muztagata pluton, western Kunlun

标准化值据 Sun and McDonough, 1989

normalization values are from Sun and McDonough, 1989

表 1 西昆仑慕士塔格岩体(10X13、10X17)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb isotopic analysis of the Zircon from Muztagata pluton, western Kunlun (10X13, 10X17)

样品编号	$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		$n(^{208}Pb)/n(^{232}Th)$		同位素年龄(Ma)								Pb (μg/g)	Th (μg/g)	U (μg/g)	Th/U
									$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$					
	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ				
10X1301	0.05530	0.00123	0.27711	0.00625	0.03635	0.00031	0.01217	0.00026	269	84	233	7	229	2	229	2	85.7	766	1801	0.43
10X1302	0.04981	0.00071	0.24976	0.00381	0.03629	0.00027	0.01099	0.00019	186	22	226	3	230	2	221	4	156	1409	3375	0.42
10X1303	0.04918	0.00065	0.24526	0.00322	0.03619	0.00030	0.01094	0.00017	156	16	223	3	229	2	220	3	706	5819	15490	0.38
10X1304	0.05137	0.00078	0.25651	0.00406	0.03618	0.00025	0.01147	0.00020	258	24	232	3	229	2	230	4	99.3	789	2194	0.36
10X1305	0.05534	0.00108	0.27684	0.00602	0.03619	0.00030	0.01209	0.00026	276	84	232	7	228	2	228	1	95.5	876	2046	0.43
10X1306	0.05291	0.00092	0.26388	0.00436	0.03632	0.00033	0.01150	0.00021	325	21	238	4	230	2	231	4	86.9	810	1919	0.42
10X1307	0.05181	0.00116	0.29104	0.00771	0.04071	0.00047	0.01183	0.00023	277	40	259	6	257	3	238	5	72.8	564	1486	0.38
10X1308	0.05424	0.00116	0.26893	0.00574	0.03617	0.00038	0.01140	0.00026	381	29	242	5	229	2	229	5	89.8	771	1934	0.40
10X1309	0.05138	0.00075	0.25790	0.00366	0.03645	0.00024	0.01116	0.00018	258	21	233	3	231	1	224	4	111	900	2372	0.38
10X1310	0.05145	0.00094	0.25846	0.00481	0.03643	0.00025	0.01098	0.00022	261	30	233	4	231	2	221	4	80.6	720	1713	0.42
10X1311	0.05071	0.00086	0.25132	0.00415	0.03598	0.00021	0.01090	0.00024	228	27	228	3	228	1	219	5	99.8	839	2175	0.39
10X1312	0.05254	0.00052	0.13989	0.00386	0.01926	0.00048	0.00458	0.00017	309	28	133	3	123	3	92	3	356	1530	14660	1.04
10X1313	0.05083	0.00057	0.25411	0.00330	0.03621	0.00030	0.01093	0.00014	233	16	230	3	229	2	220	3	253	2957	5163	0.57
10X1314	0.05307	0.00080	0.26831	0.00527	0.03646	0.00040	0.01205	0.00023	230	82	230	7	230	3	230	2	92.8	813	2025	0.40
10X1315	0.05077	0.00074	0.25555	0.00388	0.03647	0.00027	0.01087	0.00016	230	22	231	3	231	2	219	3	114	1083	2449	0.44
10X1316	0.05532	0.00111	0.27686	0.00517	0.03631	0.00027	0.01174	0.00021	327	76	238	7	229	2	228	1	116	1334	2361	0.56
10X1317	0.05275	0.00070	0.26530	0.00361	0.03640	0.00027	0.01120	0.00021	318	18	239	3	230	2	225	4	112	969	2366	0.41
10X1318	0.05104	0.00068	0.25699	0.00385	0.03645	0.00036	0.01083	0.00021	243	18	232	3	231	2	218	4	171	1398	3742	0.37
10X1319	0.05256	0.00068	0.26285	0.00384	0.03626	0.00039	0.01077	0.00018	310	16	237	3	230	2	217	4	249	2014	5403	0.37
10X1320	0.05250	0.00083	0.26279	0.00466	0.03620	0.00031	0.01143	0.00019	307	25	237	4	229	2	230	4	103	938	2189	0.43
10X1701	0.06407	0.00196	0.32716	0.00942	0.03704	0.00035	0.01636	0.00030	744	45	287	7	234	2	328	6	52.5	99.1	276	0.36
10X1702	0.05744	0.00169	0.29045	0.00804	0.03668	0.00033	0.01913	0.00025	508	45	259	6	232	2	383	5	49.9	178	247	0.72
10X1703	0.05225	0.00147	0.26666	0.00702	0.03702	0.00031	0.01397	0.00023	296	45	240	6	234	2	280	5	47.3	84.7	254	0.33
10X1704	0.05110	0.00071	0.25910	0.00292	0.03678	0.00023	0.01329	0.00009	245	15	234	2	233	1	267	2	326	684	1840	0.37
10X1705	0.05238	0.00189	0.26949	0.00928	0.03732	0.00037	0.01442	0.00030	302	60	242	7	236	2	289	6	41.3	77.2	219	0.35
10X1706	0.05635	0.00108	0.28646	0.00487	0.03687	0.00026	0.01411	0.00013	466	25	256	4	233	2	283	3	71.7	165	383	0.43
10X1707	0.05078	0.00114	0.25936	0.00533	0.03704	0.00027	0.01338	0.00017	231	34	234	4	234	2	269	3	151	329	869	0.38
10X1708	0.05349	0.00114	0.27171	0.00526	0.03683	0.00027	0.01292	0.00016	350	30	244	4	233	2	259	3	104	244	590	0.41
10X1709	0.05478	0.00117	0.27878	0.00539	0.03691	0.00027	0.01420	0.00017	403	30	250	4	234	2	285	3	87.4	191	478	0.40
10X1710	0.05591	0.00120	0.28568	0.00556	0.03705	0.00027	0.01389	0.00017	449	30	255	4	235	2	279	3	104	214	510	0.42

（续表 1）

样品编号	$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		$n(^{208}Pb)/n(^{232}Th)$		同位素年龄(Ma)								Pb (μg/g)	Th (μg/g)	U (μg/g)	Th/U
									$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$					
	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ				
10X1711	0.05735	0.00125	0.29562	0.00587	0.03738	0.00028	0.01337	0.00015	505	30	263	5	237	2	268	3	133	346	674	0.51
10X1712	0.05159	0.00112	0.26200	0.00516	0.03683	0.00026	0.01309	0.00015	267	32	236	4	233	2	263	3	106	242	584	0.41
10X1713	0.05648	0.00183	0.28228	0.00864	0.03624	0.00034	0.01438	0.00025	471	51	252	7	229	2	289	5	137	332	732	0.45
10X1714	0.05882	0.00112	0.29733	0.00502	0.03666	0.00025	0.01391	0.00014	560	25	264	4	232	2	279	3	337	917	1741	0.53
10X1715	0.05147	0.00153	0.25992	0.00727	0.03662	0.00031	0.01309	0.00023	262	49	235	6	232	2	263	5	93.2	173	505	0.34
10X1716	0.05244	0.00248	0.26527	0.01209	0.03668	0.00045	0.01220	0.00036	305	82	239	10	232	3	245	7	171	316	947	0.33
10X1717	0.05707	0.00147	0.28754	0.00687	0.03653	0.00029	0.01391	0.00022	494	39	257	5	231	2	279	4	117	245	587	0.42
10X1718	0.05934	0.00118	0.30052	0.00530	0.03672	0.00026	0.01362	0.00013	580	26	267	4	232	2	273	3	164	603	777	0.78
10X1719	0.05863	0.00096	0.29641	0.00410	0.03666	0.00024	0.01323	0.00012	553	19	264	3	232	1	266	2	44.0	1321	1991	0.66
10X1720	0.05377	0.00091	0.27198	0.00395	0.03668	0.00024	0.01213	0.00012	361	21	244	3	232	1	244	2	974	2328	5543	0.42
10X1721	0.06531	0.00155	0.30819	0.00666	0.03422	0.00027	0.01364	0.00018	784	32	273	5	217	2	274	4	567	1766	1723	1.02

表 2 西昆仑慕士塔格岩体(10X13、10X17)中锆石稀土元素分析结果($\times 10^{-6}$)

Table 2 Rare earth elenents data of the zircon from Muztagata pluton, western Kunlun (10X13, 10X17) ($\times 10^{-6}$)

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE	$\frac{\sum HREE}{\sum LREE}$	$\left(\frac{Lu}{Gd}\right)_N$	Eu/Eu*	Ce/Ce*
10X1301	104.5	290.2	31.7	133.4	30.0	1.2	56.4	16.8	200.5	81.4	401.1	95.1	956.8	201.0	2600	3.40	28.7	0.09	1.17
10X1302	85.4	207.6	18.5	73.3	16.8	0.9	44.8	15.4	196.8	84.7	440.0	111.8	1195.9	257.3	2749	5.83	46.2	0.09	1.18
10X1303	0.03	76.9	0.2	4.2	14.4	0.2	96.8	40.9	554.8	238.3	1200	290.2	2942.0	605.3	6064	62.2	50.4	0.01	86.1
10X1304	10.6	55.5	4.4	22.4	8.5	1.0	27.9	10.3	138.2	60.8	315.8	80.7	874.0	187.4	1797	16.7	54.2	0.18	1.91
10X1305	148.2	383.9	42.6	176.1	34.3	1.2	50.2	12.6	142.0	56.3	276.7	66.8	689.4	144.9	2225	1.83	23.2	0.09	1.12
10X1306	45.9	119.6	10.3	44.9	14.8	0.9	50.9	18.2	226.7	94.8	454.1	107.2	1065.6	218.2	2472	9.45	34.5	0.09	1.25
10X1307	0.1	23.7	0.1	1.4	3.9	0.6	22.6	9.0	122.3	52.8	274.0	69.4	725.7	158.2	1464	48.0	56.5	0.16	52.2
10X1308	36.9	115.4	9.8	41.7	10.1	0.6	25.7	9.3	117.3	50.4	262.8	65.1	698.3	151.6	1595	6.43	47.6	0.11	1.40
10X1309	114.4	245.7	21.6	82.0	17.1	0.8	40.4	14.0	177.3	74.5	376.3	90.7	928.2	196.7	2380	3.94	39.2	0.09	1.09
10X1310	40.9	183.7	23.4	115.1	29.0	1.9	48.0	13.0	150.0	59.6	291.9	69.0	697.8	145.3	1869	3.74	24.4	0.15	1.36
10X1311	90.9	230.3	22.9	91.9	19.4	0.7	35.7	11.3	142.9	61.3	312.5	76.8	809.4	173.8	2080	3.56	39.2	0.08	1.16
10X1312	2.4	73.7	2.0	16.1	25.1	1.0	149.0	54.8	684.0	278.5	1316.5	300.5	2921.9	594.4	6420	52.3	32.1	0.04	7.24

（续表 2）

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE	$\frac{\sum HREE}{\sum LREE}$	$\left(\frac{Lu}{Gd}\right)_N$	Eu/Eu*	Ce/Ce*
10X1313	35.7	136.5	10.9	49.0	16.2	1.1	52.6	18.5	235.9	99.2	490.0	118.5	1207.5	254.6	2726	9.93	39.0	0.10	1.61
10X1314	3.0	35.5	1.1	6.4	6.6	0.5	35.9	13.7	181.7	76.0	380.3	92.5	957.0	197.5	1988	36.5	44.3	0.08	4.69
10X1315	0.2	32.3	0.3	4.7	10.2	1.0	57.8	21.6	267.8	111.5	530.9	124.8	1237.3	252.3	2653	53.4	35.2	0.10	26.4
10X1316	63.2	203.6	19.6	83.2	26.7	2.0	91.0	31.2	362.5	144.1	667.2	149.5	1440.3	289.8	3574	7.97	25.7	0.11	1.35
10X1317	92.6	238.2	23.1	96.3	20.1	0.8	40.5	12.3	149.4	64.2	321.4	79.4	841.4	175.4	2155	3.58	34.8	0.08	1.18
10X1318	13.7	64.0	4.0	18.9	7.8	0.5	30.1	11.1	145.7	63.4	335.0	86.4	942.1	201.5	1924	16.7	53.8	0.08	2.00
10X1319	50.1	174.9	16.3	71.5	20.8	1.0	60.2	21.4	268.9	115.2	588.0	148.1	1561.9	330.6	3429	9.25	44.2	0.08	1.43
10X1320	81.9	262.0	28.7	122.6	25.3	1.1	43.5	12.4	141.7	57.8	293.8	72.6	748.7	157.8	2050	2.93	29.3	0.10	1.27
10X1701	7.2	20	2.11	10.15	2.87	0.1	7.12	2.25	29.32	11.33	57.78	13.81	180.9	23.28	368	7.68	26.3	0.06	1.19
10X1702	0.52	8.47	0.35	4.16	5.65	0.71	25.61	8.29	93.62	31.36	131.6	27.21	317.27	37.82	693	33.9	11.9	0.15	4.46
10X1703	0.76	6.46	0.19	0.87	0.81	0.047	4.35	1.67	21.74	8.83	45.19	10.98	146.42	18.84	267	28.2	34.9	0.06	3.90
10X1704	0.129	11.02	0.18	1.9	3.82	0.126	22.88	9.14	123.7	49.75	245.15	57.79	711.35	89.45	1326	76.2	31.5	0.03	13.8
10X1705	0.015	5.88	0.017	0.33	0.84	0.032	5.24	2.03	26.54	10.71	52.29	12.52	153.46	19.88	290	39.7	30.6	0.04	74.5
10X1706	0.35	8.77	0.24	2.83	4.24	0.34	20.83	7.33	90.51	33.05	146.14	31.42	358.17	45.77	745	43.7	17.7	0.09	6.77
10X1707	0.29	8.41	0.074	0.97	1.55	0.055	10.2	3.91	54.54	22.72	112.3	27.8	342.77	47.22	633	54.8	37.3	0.03	13.2
10X1708	0.53	11.02	0.28	2.32	2.65	0.14	15.75	6.24	84.38	32.25	148.83	33.96	373.82	49.79	762	44.0	25.5	0.05	6.60
10X1709	0.78	10.76	0.31	2.07	2.03	0.15	8.48	3.23	42.44	16.88	83.46	21.22	251.81	36.53	480	28.8	34.7	0.09	5.12
10X1710	18.99	58.63	7.49	46.95	25.05	1.74	57.93	15.86	160.9	53.32	217.19	46.49	466.67	66.16	1243	6.83	9.20	0.13	1.15
10X1711	14.4	42.3	4.06	22.7	11.04	0.53	32.72	10.96	130.1	49.38	228.86	53.27	554.95	82.53	1238	12.0	20.3	0.08	1.28
10X1712	3.95	19.68	1.01	4.76	2.39	0.12	10.29	3.82	53.16	21.79	108.49	28.74	312.55	50.96	622	18.5	39.9	0.06	2.27
10X1713	22.25	81.99	11.46	71.21	27.02	0.78	52.35	14.77	157.6	56.31	245.49	57.46	555.18	89.04	1443	5.72	13.7	0.06	1.19
10X1714	45.93	130.7	11.23	54.61	28.05	1.3	116.7	41.41	498.8	192.9	814.06	190.16	1645.8	272.07	4044	13.9	18.8	0.06	1.32
10X1715	0.07	13.9	0.024	0.69	2.2	0.11	14.19	6.01	76.68	30.71	137.04	35.2	323.63	57.06	698	40.0	32.4	0.05	135
10X1716	0.46	16.02	0.21	1.86	2.38	0.26	13.71	5.22	69.46	30.98	146.45	41.81	392.32	80.06	801	36.8	47.0	0.11	12.0
10X1717	4.63	19.5	0.88	4.62	4.4	0.34	22.16	8.22	102.9	41.18	178.07	47.2	386.9	76.58	898	25.1	27.8	0.09	2.14
10X1718	3.65	37.09	1.45	12.77	18.05	1.87	95.7	34.07	376.6	138.7	528.33	123.4	889.43	167.56	2429	31.4	14.1	0.11	3.78
10X1719	19.33	47.64	5.16	24.71	6.72	0.52	9.11	2.58	28.56	10.46	50.24	12.11	150.36	20.87	388	2.73	18.5	0.20	1.10
10X1720	25.93	114.7	7.07	37.36	16.52	0.83	69.79	28.94	345.2	174.6	667.62	261.55	1280.5	483.3	3514	16.4	55.8	0.06	1.96
10X1721	339.1	745.1	119.3	700.8	424.6	40.57	874.5	276.9	1401	725.7	1243.1	621.34	1115.8	697.89	9326	2.94	6.43	0.20	0.87

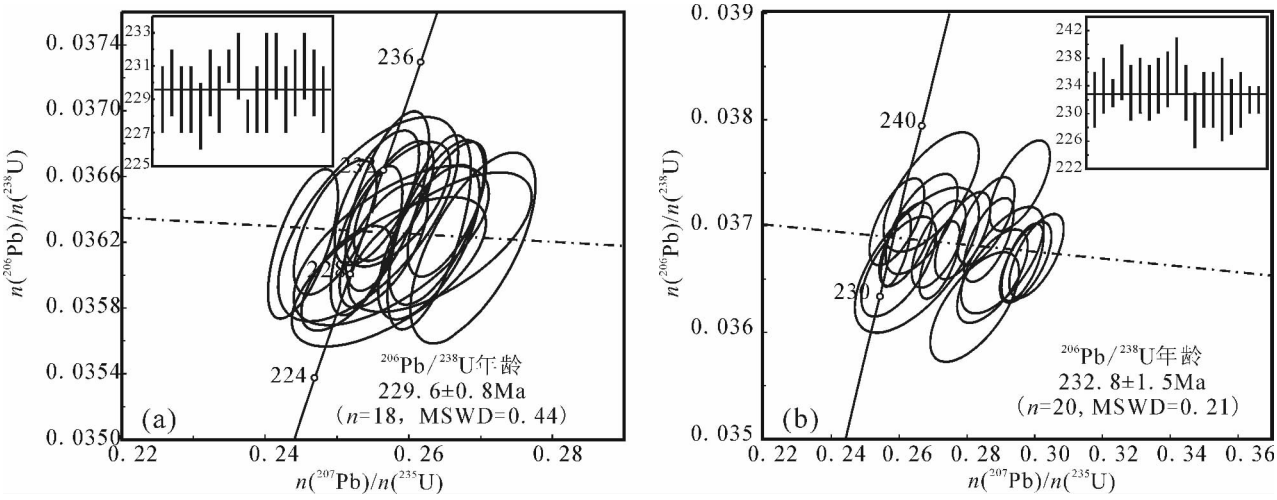


图 5 慕士塔格岩体中锆石样品 10X13(a)、10X17(b)的 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 LA-ICP-MS U-Pb concordia diagrams of the zircon samples 10X13(a) and 10X17(b) from Muztagata pluton

$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 232.8 ± 1.5Ma, MSWD = 0.21(95% 置信度)(图 5b)。

综上所述,锆石的阴极发光图像以及 Th、U、REE 元素等含量特征均与岩浆锆石一致,说明这些锆石为典型的岩浆成因锆石,两样品(10X13、10X17)的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄分别为 229.6 ± 0.8Ma(MSWD = 0.44)、232.8 ± 1.5Ma(MSWD = 0.21),很明显两者在误差范围内一致,并且将两者的 37 颗锆石放在一起统计,获得加权平均$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 231.4 ± 0.7Ma, MSWD = 1.5(95% 置信度)(图略),在误差范围内与两者也均一致。因此,慕士塔格岩体样品的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄应为 231Ma 左右,属于中三叠世晚期。

4　讨论及结论

4.1　岩体成因

锆石中离子扩散慢,其中稀土元素是限定源岩性质和形成过程最重要的指示剂之一(Rubatto, 2002;吴元保和郑永飞,2004)。斜长石是岩浆中 Eu 的主要载体,在稀土配分模式中锆石均具有强烈的负 Eu 异常(图 4),说明在岩浆结晶早期—锆石结晶过程中存在强烈的斜长石分离结晶作用(Hoskin et al., 2003;郭锋等,2007;丛峰等,2010)或源区部分熔融时存在斜长石残余。10X13 样品中排除 10X13-07、12,其他锆石的∑REE、Th、U 较高(平均值分别为 2711×10^{-6}、1400×10^{-6}、3373×10^{-6}),而 10X17 样品中排除 10X17-20,其他锆石的∑REE、Th、U 整体均较低(平均值分别为 1144×10^{-6}、426×10^{-6}、796×10^{-6}),且 Lu 普遍具略微的负异常,说明两者的源岩特征不同。前者∑REE 均大于 1000×10^{-6}(∑REE 为 $1464\times10^{-6}\sim6420\times10^{-6}$),显示典型的壳源性质(Hoskin, 2001),但后者∑REE 差异较大(∑REE 为 $267\times10^{-6}\sim9326\times10^{-6}$),部分锆石∑REE 较高(大于 1000×10^{-6}),具壳源特征,但多数小于 1000×10^{-6},又显示大量幔源物质的存在(曹烨等,2009),这与该样品附近发育大量暗色辉长质或闪长质包体和基性岩浆条带等岩浆混合岩石学特征一致,而两者源岩性质的差异可能与其形成过程中壳幔岩浆混合程度不同引起的。此外,10X17 样品中锆石内部发育扇形分带结构(10X17-05、07、10、12、13、16、17、19)(图 3b),显示其形成过程中结晶环境发生过强烈的变化(Vavra et al., 1996),而 10X13 样品中锆石内部明显较均匀,也印证了这一点。

姜耀辉等(2000)根据岩石地球化学特征推测慕士塔格岩体是在岩石圈拆沉过程中软流圈(地幔)物质上升注入地壳而形成,河南省地质调查院[1][2]通过对岩石地球化学研究认为该岩体可能为壳幔混合成因,锆石内部结构和 REE 元素特征为该观点提供了有力的证据,而暗色辉长质或闪长质包体和基性岩浆条带的大量发育是岩浆混合更直观的证据,反映慕士塔格岩体应为壳幔岩浆混合成因。

4.2　对古特提斯碰撞时限的制约

自从姜耀辉等(2000b)发现沿麻扎—康西瓦断裂发育 A 型花岗岩带以来,众多研究表明其形成于后碰撞拉张环境(姜耀辉等,2000b;袁超等,2003;

张传林等,2005),对其同位素年龄的研究无疑可有效制约甜水海地体与西昆仑地体之间碰撞过程中后碰撞阶段的时限(张传林等,2005)。前人对这些 A 型花岗岩做了较多的同位素测年:汪玉珍等(1987)在麻扎西塔什吐鲁克岩体所采样品的黑云母 K-Ar 法获得的年龄值为 211.4Ma;姜春发等(1992)利用黑云母 K-Ar 法测得胜利桥北岩体、黑卡兵站北岩体、麻扎岩体的年龄分别为 201.4Ma、207.8 Ma、211.4Ma;Yuan(2002)和袁超等(2003)分别利用锆石 U-Pb 和黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$定年获得阿卡阿孜山岩体年龄为 214 ±1Ma 和 213Ma;杨文强❹采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测得麻扎岩体形成年龄为 208 ±2Ma(。以上同位素年龄数据在 201.4 ~214 Ma 之间,说明这些 A 型花岗岩形成于晚三叠世。慕士塔格岩体具尤为显著的 A 型花岗岩的岩石地球化学特征,是该 A 型花岗带中具典型代表性的岩体之一(姜耀辉等,2000b),此次测得其高精度 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 231.4 ±0.7Ma,说明 A 型花岗岩早在中三叠世已有发育。慕士塔格岩体属于后碰撞环境的 A_2型花岗岩(姜耀辉等,2000b),而且本次工作发现该岩体中发育大量微细粒辉长质或闪长质包体和基性岩浆条带,指示了玄武质岩浆底侵作用导致壳幔岩浆混合的存在(周新民和李武显,2000;王兴阵等,2006),说明当时应处于伸展拉张的后碰撞阶段,因此证明在与甜水海地体和西昆仑地体之间的古特提斯洋闭合有关的碰撞过程中,中三叠世晚期已进入后碰撞阶段。

在西昆仑造山带岩浆演化史中,海西晚期—印支期—燕山期早期是岩浆活动的高峰期(康磊等,2010),而在 230 ~250Ma(早中三叠世)之间长达 20Ma 的时间间隔中缺乏岩浆活动的同位素年代证据(毕华等,1999;康磊等,2010),毕华等(1999)认为是由于当时西昆仑处于构造相对稳定的被动大陆边缘发展阶段,而这明显与该区域已进入造山演化阶段的大地构造背景相矛盾。笔者认为这应与碰撞造山过程中强烈的挤压应力下不利于岩浆上侵有关(刘新秒,2000;吴福元等,2007),而当构造应力转化为后碰撞伸展时形成了有利于岩石熔融和岩浆活动的减压环境时(Sylvester,1989,1998;Bonin et al.,1998;吴福元等,2007),长期积攒的巨大能量得以释放,导致了强烈的岩浆活动事件的发生,从而在中三叠世晚期形成了西昆仑造山带中出露规模最大的侵入体—慕士塔格岩体,代表着后碰撞岩浆活动的高峰期。因此,该岩体应是从挤压的主碰撞期向伸展后碰撞期转换的产物,其形成时代 231.4 ±0.7Ma 代表古特提斯后碰撞期的开始时间。此外,西昆仑地区整体明显缺失晚二叠世—中三叠世沉积记录,且晚二叠世之前以海相沉积为主,如:滨浅海相至碳酸盐岩台地相的树维门科组($P_{1-2}s$)、活动深水海相的卡拉孔木组(P_2k)以及滨浅海相的棋盘组(P_2q)和特给乃奇克达坂组(C_2P_1tg),而中三叠世之后全部转变为陆相沉积,如:河流相的卧龙岗组(T_3w)等,可能标志其主碰撞作用的结束,表明主碰撞造山向后碰撞作用转换期应在中三叠世和晚三叠世之间,也支持了以上认识。

前人对西昆仑造山带与古特提斯洋闭合相伴的碰撞造山时限存在较大分歧,本文通过对慕士塔格岩体的锆石 U-Pb 年代学研究,表明中三叠世晚期为从古特提斯主碰撞期向后碰撞期的转换期,之前应为其主碰撞造山期,之后进入后碰撞阶段,与张传林等(2005)和李荣社等(2008)的认识基本一致,因此为解决目前关于西昆仑造山带古特提斯碰撞造山的时代分歧提供了新的重要证据。

5 结论

(1)利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,测得墓士塔格岩体东西部分的加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄分别为 229.6 ±0.8Ma(MSWD =0.44)、232.8 ±1.5Ma(MSWD =0.21),两者在误差范围内一致,综合获得该岩体年龄为 231.4 ±0.7Ma(MSWD =1.5),说明麻扎—康西瓦断裂发育的 A 型花岗岩形成时代可提前到中三叠世晚期。

(2)10X13 和 10X17 样品中锆石内部结构和∑REE、Th、U 含量差异明显,前者均显示典型的壳源性质,后者具有大量幔源物质的存在,这与后者附近发育大量暗色辉长质或闪长质包体和基性岩浆条带等岩浆混合岩石学特征一致,结合前人岩石地球化学资料,墓士塔格岩体应为壳幔岩浆混合成因。

(3)结合西昆仑造山带岩浆演化和沉积建造特征,慕士塔格岩体应是从挤压的主碰撞期向伸展后碰撞期转换的产物,表明古特提斯主碰撞作用发生在中三叠世晚期之前,之后开始进入古特提斯后碰撞阶段。

致谢:张传林研究员审查本文并提出许多宝贵的修改意见;在野外地质调查和论文写作过程中得到王超副研究员的热情帮助;在英文摘要撰写过程中得到了中国科学院地质与地球物理研究所冯建赟博士的指导,在此一并表示诚挚的感谢!

注　释　/　Notes

❶ 河南省地质调查院. 2004. 新疆1∶25万塔什库尔干塔吉克自治县幅区域地质调查报告.

❷ 河南省地质调查院. 2005. 新疆1∶25万英吉沙县幅区域地质调查报告.

❸ 陕西省地质调查院. 2010. 新疆阿克陶县1∶5万阿克朗姆幅区域地质调查报告.

❹ 杨文强. 2010. 西昆仑康西瓦构造带印支期变质事件的确定及其构造意义. 西安:西北大学[硕士学位论文],9~49.

参　考　文　献　/　References

毕华,王中刚,王元龙,朱笑青. 1999. 西昆仑造山带构造—岩浆演化史. 中国科学(D辑),29(5):398~406.

曹烨,李胜荣,李真真,刘小滨,敖翀. 2009. 太行山北段石湖金矿区中生代岩浆岩中单颗粒锆石的稀土元素特征及启示. 中国稀土学报,27(4):564~573.

丛峰,林仕良,谢韬,李再会,邹光富,梁婷. 2010. 滇西腾冲~梁河地区花岗岩锆石稀土元素组成和U-Pb同位素年龄. 吉林大学学报(地球科学版),40(3):573~580.

邓万明. 1995. 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,11(增刊):98~111.

郭锋,范蔚茗,李超文,高晓峰. 2007. 延吉地区古新世埃达克岩捕获锆石U-Pb年龄、Hf同位素和微量元素地球化学对区域中酸性岩浆演化的指示. 岩石学报,23(2):413~422.

韩芳林. 2006. 西昆仑增生造山带演化及成矿背景(博士学位论文). 中国地质大学(北京),171.

姜春发,王宗起,李锦轶. 2000. 中央造山带开合构造. 北京:地质出版社,7~13.

姜春发,杨经绥,冯秉贵. 1992. 昆仑开合构造. 北京:地质出版社,12~78.

姜耀辉,芮行健,郭坤一,贺菊瑞. 2000a. 西昆仑造山带花岗岩形成的构造环境. 地球学报,21(1):23~25.

姜耀辉,杨万志. 2000b. 西昆仑山A型花岗岩带的发现及其地球动力学意义. 地质论评,46(3):235~244.

姜耀辉,周珣若. 1999. 西昆仑造山带花岗岩岩石学及构造岩浆动力学. 现代地质,13(4):378.

康磊,校培喜,高晓峰,董增产,过磊,奚仁刚. 2010. 西昆仑地区侵入岩时空演化特征. 西北地质,(增刊):209~211.

李长民. 2009. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述. 地质调查与研究,33(3):161~174.

李荣社,计文化,杨永成,于浦生,赵振明. 2008. 昆仑山及邻区地质. 北京:地质出版社,384~388.

刘新秒. 2000. 后碰撞岩浆岩的大地构造环境及特征. 前寒武纪研究进展,23(2)121~127.

刘训. 2006. 新疆地壳结构和演化中的若干问题. 地学前缘,13(6):111~117.

莫宣学,潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成:构造—岩浆事件的约束. 地学前缘,13(6):43~51.

潘裕生,王毅,Matte P H,Tapponnier P. 1994. 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,68(4):295~307.

潘裕生. 1990. 西昆仑山构造特征与演化. 地质科学,25(3):224~232.

曲军峰,张立飞,艾永亮,吕增,王建平,周辉,王世炎. 2007. 西昆仑塔什库尔干高压麻粒岩PT轨迹、SHRIMP锆石定年及其大地构造意义. 中国科学(D辑),37(4):429~441.

任纪舜. 1999. 从全球看中国大地构造(中国及邻区大地构造图). 北京:地质出版社,1~15.

汪玉珍,方锡庆. 1987. 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,5(1):9~24.

王兴阵,陶琰,马言胜. 2006. 壳幔混合及花岗质岩浆的形成. 矿物岩石地球化学通报,25(2):183~188.

吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报,23(6):1217~1238.

吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. 科学通报,49(16):1589~1604.

许志琴,李思田,张建新,杨经绥,何碧竹,李海兵,林畅松,蔡志慧. 2011. 塔里木地块与古亚洲/特提斯构造体系的对接. 岩石学报,27(1):1~22.

许志琴,杨经绥,戚学祥,等. 2006. 印度/亚洲碰撞——南北向和东西向拆离构造与喜马拉雅浩山机制的再讨论. 地质通报,25(1~2):1~14.

杨文强,刘良,曹玉亭,王超,何世平,李荣社,朱小辉. 2011. 西昆仑塔什库尔干印支期(高压)变质事件的确定及其构造地质意义. 中国科学(D辑),41(8):1047~1060

袁超,孙敏,周辉. 2003. 西昆仑阿卡阿孜山岩体的年代、源区和构造意义. 新疆地质,21(1):37~45.

袁洪林,吴福元,高山,柳小明,徐平,孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针U-Pb年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报,48(14):1511~1520.

张传林,陆松年,于海峰,叶海敏. 2007. 青藏高原北缘西昆仑造山带构造演化:来自锆石SHRIMP及LA-ICP-MS测年的证据. 中国科学(D辑),37(2):145~154.

张传林,于海锋,王爱国,郭坤一. 2005. 西昆仑西段三叠纪两类花岗岩年龄测定及其构造意义. 地质学报,79(5):45~652.

周新民,李武显. 2000. 中国东南部晚中生代火成岩成因:岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的模式. 自然科学进展,10(3)240~247.

Bonin B, Azzouni Sekkal A, Bussy F, Fercag S. 1998. Alkali-calcicand alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: Petrologic constraints and eeodvnamic settings. Lithos, 45: 45~70.

Claesson S, Vetrin V, Bayanova T. 2000. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Pussia: Arecord of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. Lithos, 51: 95~108.

Hanchar J M, Westrenen W V. 2007. Rare earth element behavior in zircon—melt systems. Elements, 3(1): 37.

Hoskin P W O and Trevor R. 2001. Ireland Rare earth element chetmistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology, 28 (7): 627.

Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviewsin Mineralogy and Geochemistry, 53: 27~62.

Kosler J, Fonneland H, Sylvester P, Tubrett M, Pedersen R B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. Chemical Geology, 182: 605~618.

Ludwig K R. 1991. A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. US Geological Survey Open File Report, 39: 91~445.

Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, 184: 123~138.

Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process.

Geological Society of London, Special Publication, 42: 313 ~ 345.
Sylvester P J. 1989. Post-collisional alkaline granites. Geology, 97: 261 ~ 280.
Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45: 29 ~ 34.
Vavra G, Gebauer D, Schmid R. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during poly phase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): Anion microprobe (SHRIMP) study. Contrib. Mineral. Petrol., 122: 337 ~ 358.
Xiao W J, Windley B F, Hao J, Li J L. 2002. Arc-ophiolite obduction in the western Kunlun Range (China): implications for the Palaeozoic evolution of central Asia. Journal of the Geological Society, London, 159: 517 ~ 528.
Yuan C, Sun M, Zhou M F. 2002. Tectonic evolution of the West Kunlun: geochronologic and geochemical constraints from Kudi granitoids. International Geology Review, 44: 653 ~ 669.

LA-ICP-MS U-Pb Dating of the Zircon from Muztagata Pluton in Western Kunlun Orogenic Belt: Constraints on the Time of Paleotethys' Collision

KANG Lei, XIAO Peixi, GAO Xiaofeng, DONG Zengchan, GUO Lei, XI Rengang
Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an, 710054

Abstract: The Muztagata pluton is the largest granitic intrusion in Western Kunlun orogenic belt, which is composed of biotite monzonitic granite, porphyritic-like biotite monzonitic granite and granodiorite with a mass of widely developed dark microgranular enclaves and basaltic magmatic stripes. Noticed that the zircons of the rocks are typically magmatic zircon according to their cathodoluminescence (CL) image and characteristics of Th, U and REE. And the weighted mean age of $^{206}Pb/^{238}U$ to the western and eastern plutons are 229.6 ± 0.8Ma (MSWD = 0.44) and 232.8 ± 1.5Ma (MSWD = 0.21) respectively measured by LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, which are consistent in error range. Accordingly, the Muztagata pluton is formed in 231.4 ± 0.7Ma (MSWD = 1.5), representing an emplacement time of the Muztagata pluton in late Middle Triassic. Furthermore, the rocks are interpreted to have derived from magma mixing between crust and mantle by the proofs of petrology characteristics, internal structure and REE patterns of zircons, geochemistry data of predecessors. From the above and based on the regional geological data, Muztagata pluton was formed in the transitional period from primary collision to post-collision, indicating that the primary collision of Paleotethys in Western Kunlun occurred before late Middle Triassic, and entered post-collisional period from then on.

Key word: LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology; Muztagata pluton; Western Kunlun; Paleotethys