西天山阿吾拉勒西段麻粒岩相片麻岩锆石 Cameca U-Pb年龄及其地质意义

李继磊[1,2], 苏　文[1], 张　喜[1,2], 刘　新[1,2]
LI Ji-lei[1,2], SU Wen[1], ZHANG Xi[1,2], LIU Xin[1,2]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所固体矿产资源研究室, 北京 100029;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100049
1. *Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China;*
2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*

摘要: 岩相学和岩石地球化学特征表明, 西天山阿吾拉勒西段低压麻粒岩相片麻岩的原岩为杂砂岩, 具有近源、快速沉积的特点。在稀土元素的球粒陨石标准化图解上, 片麻岩具轻稀土元素陡倾、重稀土元素平坦的分布型式, 并具明显的 Eu 负异常, Nb、Ta、Ti、Ba、P、Sr 均相对亏损。片麻岩中 Cameca 离子探针锆石 U-Pb 年代学结果显示, 上交点年龄为(1609±40)Ma, 代表了原岩的岩浆结晶年龄; 下交点年龄为(764±72)Ma, 代表了引起 Pb 丢失的热事件的时代, 可能代表麻粒岩相变质事件的年龄。该麻粒岩相片麻岩的产出表明伊犁地块可能具有中元古代的结晶基底, 也表明伊犁地块经历了 764Ma 的热事件。该热事件可能是伊犁地块对全球 Rodinia 超大陆解体事件的响应。

关键词: 伊犁地块; 西天山; 锆石 Cameca U-Pb 年龄; 麻粒岩相片麻岩
中图分类号: P588.34+5; P597+.3　　**文献标志码**: A　　**文章编号**: 1671-2552(2009)12-1852-11

Li J L, Su W, Zhang X, Liu X. Zircon Cameca U-Pb dating and its significance for granulite-facies gneisses from the western Awulale Mountain, West Tianshan, China. *Geological Bulletin of China*, 2009, 28(12): 1852-1862

Abstract: Petrographic and geochemical characteristics of low-pressure granulite-facies gneisses from the western Awulale Mountains (in the western Tianshan Mountains) indicate that the protolith was a graywacke, which is featured by proximity of its origin and rapid deposition. In the chondrite-normalized diagram, the distribution patterns of rocks show steep LREE-type (light rare earth elements) and flat HREE-type, which suggests negative Eu anomaly and Nb, Ta, Ti, Ba, P and Sr depletions. The Cameca ion probe zircon U-Pb dating gave an upper interception age of 1609Ma±40Ma and a lower interception age of 764Ma±72Ma, representing the ages of magma crystallization and Pb-loss thermal event, respectively. The latter thermal event may represent the low-pressure metamorphic age. The outcrop of granulite-facies gneisses suggests that the Yili block may be underlain by Middle Proterozoic crystalline basement. The ~764 Ma thermal event probably records the break-up of the Rodinia supercontinent.
Key words: Yili block; west Tianshan Mountains; Cameca zircon U-Pb age; granulite-facies gneisses

天山位于中亚造山带的西南端, 是中亚造山带的一个重要的组成部分。对天山造山带的构造演化研究历来已久, 特别是近年来随着中亚成矿域[1-2]的提出, 以及对中亚造山带[3]的地位越来越重视, 国内外学者对天山造山带的研究也进入了一个新的阶段[3-7]。但是, 对天山造山带的构造演化同样存在着

收稿日期: 2009-09-07; **修订日期**: 2009-12-01
基金项目: 自然科学国家重点基础发展规划项目(编号: 2007CB411302)和国家自然科学基金项目(编号: 40672153、40721003、40872057、40872059)资助
作者简介: 李继磊(1984-), 男, 硕士, 构造地质和岩石学专业。E-mail: lijilei@mail.igcas.ac.cn

很大的分歧，如大部分研究认为塔里木板块和伊犁-中天山板块是在晚古生代碰撞的[4,8-10]，近来也有人认为二者是在三叠纪碰撞的[11-12]。对各地质体的精确定年是解决分歧的关键，因此确定天山造山带基底的时代势必成为恢复天山造山带构造演化的前提。

对伊犁-中天山基底及其构造演化的问题历来争论颇多。李春昱等[13]最早提出中天山为寒武纪以后从塔里木板块分离出来的中间地块的观点；张良臣等[14]认为中国天山是 4 个大陆板块(塔里木、准噶尔、西伯利亚、伊犁)边缘褶皱山系的拼合体,以天山地区南、北 2 条构造线(南线汗腾格里-库米什缝合线,北线艾比湖-星星峡)将天山及邻近地区划分为准噶尔-哈萨克斯坦板块、伊犁-伊塞克湖板块(西天山)和塔里木板块。黄汲清等[15]认为塔里木与哈萨克斯坦-中天山板块的拼合,经历了元古南天山洋、早古中天山洋和早古天山洋 3 个发展阶段。地球物理数据显示中天山块体内部的低阻层明显增多,说明中天山地区的地壳、上地幔内的构造活动较为明显,以及岩石圈深部介质的复杂性及独特的结构、构造特征。因此,推断中天山可能是一个独立存在的构造块体，尽管在古生代各时期它与毗连的塔里木陆块有着这样或那样的构造演化关系，但仍不失为一个统一的地体[16],由此可以论证中天山结晶地块的存在是可信的。此外,胡霭琴等[17-18]和 Hu 等[19]则依据中天山星星峡群、温泉群的变质岩和花岗岩 Sm-Nd 同位素定年、Nd 同位素示踪，认为天山造山带大陆地壳基底形成于 1800Ma 前，基底变质岩系的母岩物质来源于长期亏损的地幔源区，推断它们处于古岛弧的构造环境，无论是基底的时代还是后期的地质演化历史,都与塔里木北缘地块截然不同。总地来说，早期的研究认为伊犁地块是从塔里木板块分离出来的，但近期越来越多的研究认为天山造山带与塔北地块演化历史截然不同[17-20],它们各自有各自的基底时代。

对天山造山带的基底时代问题，目前已得到不少年龄数据，但是中天山伊犁地块基底的年代学数据不多。伊犁地块作为被南北天山夹持的稳定地块,其基底的年代学对研究天山造山带构造演化有着极其重要的作用。在伊犁地块,前寒武纪片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为 798Ma,Sm-Nd 模式年龄介于 1.93~2.01Ga 之间[21],片麻岩基底被中新元古代的碳酸盐岩、碎屑岩和少量冰碛岩不整合覆盖,混杂有一些寒武纪—早奥陶世的粉砂岩、泥岩、砂岩和火山岩[4]。在哈萨克斯坦地块的南部(在吉尔吉斯斯坦也被称为北天山)，太古宙片麻岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(2791±24)Ma,哈萨克斯坦南部出露的古元古代片麻岩的年龄为 2187Ma 和 1789Ma[22]。本文对伊犁地块内部一处新发现的麻粒岩相片麻岩[23]进行了岩石学、地球化学和年代学的研究,并尝试探讨伊犁地块的基底问题。

1　地质背景

天山横亘于中亚腹地，是中亚造山带的一个重要组成部分。在中国境内,天山以托克逊—库米什一线被分成 2 个部分——东天山和西天山[24-25]。西天山进一步被分成南天山、中天山和北天山 3 个部分[26-27]。伊犁板块是中天山的一部分。南天山造山带和邻近区域可以划分为 3 个不同的构造区，分别为哈萨克斯坦-伊犁板块、中天山地块和塔里木板块[9,28-29](图 1-a)。阿吾拉勒山位于西天山伊犁地块的东部,是西天山重要的铜铁成矿带。研究区位于阿吾拉勒山西段南坡,此处地层主要为晚石炭世灰岩、砂砾岩(C_2y^3)和早二叠世的安山岩、凝灰岩(P_1w^{1a})地层,零星出露中二叠世的花岗岩侵入体。麻粒岩相地层仅出露于 1:5 万喇嘛昭幅伊犁河北岸木汗巴斯陶附近,受东西向断层控制(图 1-b),出露面积约 2km^2,被划归为特克斯群(ChT)[23]。前人区调工作将其划归为中石炭统东图津河组[30],也有的将其划归为蓟县纪科克苏群[31],最近的区域调查根据岩性和地层对比将其划归为新元古代晚期特克斯群[23]。麻粒岩相地层的主要岩性为一套灰色黑云二长片麻岩、片麻状黑云透闪紫苏斜长麻粒岩、条带状黑云斜长变粒岩、条带状黑云二长变粒岩、条带状透辉斜长变粒岩、黑云透辉二长变粒岩夹灰色透闪石方解石大理岩,最大出露厚度大于 594.88m[23],南部被中二叠世细粒黑云母花岗岩(γP^{2-2a})侵入,北部与晚石炭世伊什基里克组上段呈断层接触(图 1)。样品采自 218 国道巩乃斯种羊场西约 10km 处公路北侧的山坡上,岩性为灰色黑云二长片麻岩。采样位置见图 1。

2　岩石学特征

2.1　岩相学特征

样品岩性为含紫苏辉石的黑云二长片麻岩,

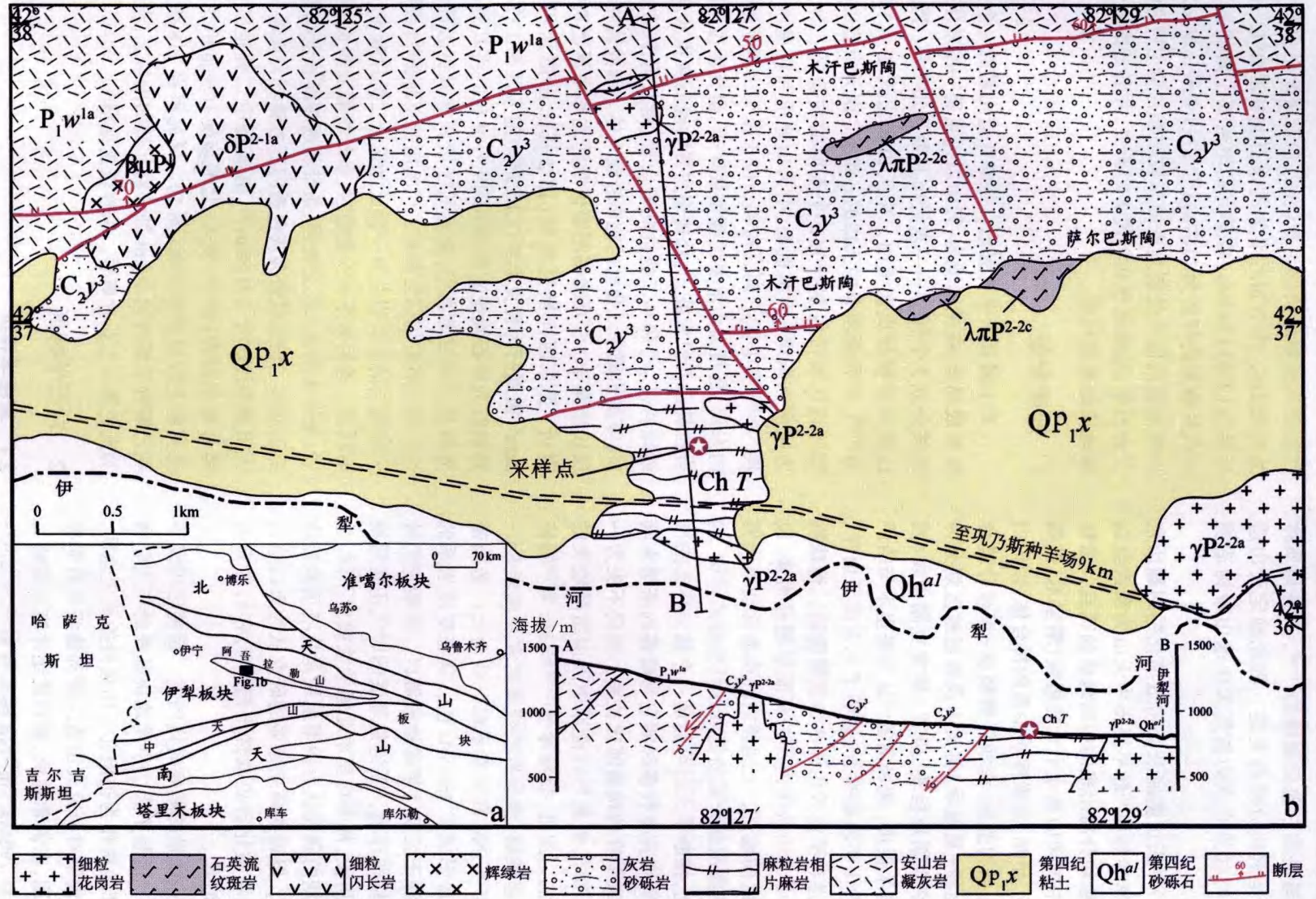


图 1 研究区地质构造简图(据参考文献[23]改绘) Fig. 1 Geological sketch map of the study area

a—研究区在天山造山带中的位置;b—麻粒岩相片麻岩出露区地质简图(A–B 为剖面的位置)

Ch*T*—长城系特克斯群;C_2y^3—上石炭统伊什基里克组;P_1w^{1a}—下二叠统乌郎组下亚段;γP^{2-2a}—中二叠世花岗质侵入岩;$\lambda\pi P^{2-2c}$—中二叠世石英斑岩、流纹斑岩

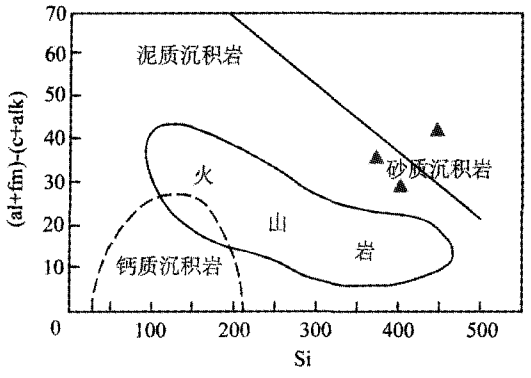


图 2　麻粒岩相片麻岩的(al+fm)-(c+alk)-Si 判别图解
(据 Simonen,1953)
Fig. 2　(al+fm)-(c+alk)-Si diagram of
Awulale granulite-facies gneisses

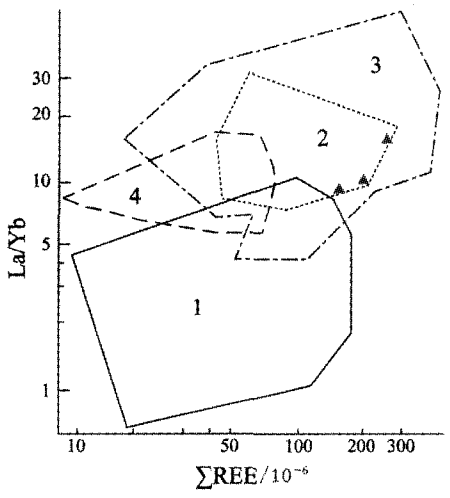


图 3　麻粒岩相片麻岩的 La/Yb-∑REE 图解
(据参考文献[32])
Fig. 3　Diagram of La/Yb-∑REE of
Awulale granulite-facies gneisses
1—斜长角闪岩区;2—砂质岩和杂砂岩区;
3—页岩和粘土岩区;4—碳酸盐岩区

灰—浅灰色,条带状构造,具鳞片粒状变晶结构,黑云母辉石条带、黑云母石英长石条带与石英条带相间分布,矿物定向排列较明显,使岩石显片麻状构造。主要矿物成分为石英(30%)、黑云母(20%)、斜方辉石(10%)、紫苏辉石(6%)、斜长石(15%)和钾长石(10%)。黑云母、长石矿物粒径较小,石英、斜方辉石颗粒较大。副矿物主要为磁铁矿、磷灰石和锆石,磁铁矿含量稍高,在岩石中沿片麻理大致呈条带状分布。紫苏辉石含量较少,常与其他的斜方辉石紧密共生,在黑云母石英长石条带中呈不规则带状与斜长石相间构成片麻理,变质程度已达麻粒岩相。岩石中黑云母呈褐色,不含石榴子石,局部可见已发生退变质的角闪石,为低压麻粒岩相岩石。根据手标本和镜下观察,推测其原岩为一套杂砂岩类的沉积岩系。由于缺少石榴子石等关键性矿物,难以进行温压计算。特征矿物紫苏辉石的代表性电子探针数据为:SiO_2 51.82%,TiO_2 0.09%,Al_2O_3 0.36%,FeO 26.39%,Cr_2O_3 0.04%,MnO 1.71%,NiO 0.01%,MgO 19.55%,CaO 0.82%,Na_2O 0.06%,K_2O 0.01%,Total 100.84%(样品分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室完成)。

2.2　变质岩的原岩恢复

变质岩的原岩恢复需要对宏观地质现象做详细的观察和细致的岩相学研究,又要结合各种岩石化学的数据进行综合分析。在显微镜下已经观察到此麻粒岩相片麻岩样品的原岩很可能为杂砂岩类的沉积岩,进一步用 D.M.肖(1972)的 DF 函数判别式[32],得出 DF_3 值($DF_3=-0.21SiO_2-0.32Fe_2O_3$(全铁)$-0.98MgO+0.55CaO+1.46Na_2O+0.54K_2O+10.44$,如果 $DF_3>0$ 为火成岩,$DF_3<0$ 则为沉积岩)全部小于 0,进一步说明此片麻岩的原岩是沉积岩。根据岩石化学分析结果计算的尼格里值 al、fm、c、alk 和 Si,将其投影到西蒙南(1953)的(al+fm)-(c+alk)-Si 判别图(图 2)上[32],发现此麻粒岩相变质岩全部落在砂岩沉积岩区。由于研究区变质沉积岩经历了中高级变质作用,在用岩石化学特征进行原岩恢复时要尽量采用不活泼元素图解。因此引用了巴拉绍夫(1972)的 La/Yb-∑REE 图解(图 3)[32],该图解的优点是利用了化学稳定性较大的稀土元素,因此不易受各种交代作用的影响。结果表明,变质沉积岩原岩全部落在砂质岩和杂砂岩区。由此可以得出结论,该麻粒岩相片麻岩的原岩为杂砂岩,具有近源、快速沉积的特点。

3　分析测试方法

样品的主量元素和微量元素测试在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完成。用玛瑙研磨岩石粉末至 200 目,应用 XRF 方法(Rigaku ZSX100e)完成主量元素分析,误

差小于1%;微量元素应用ICP-MS分析(PE ELAN 6000)完成,详细的实验方法见刘颖等[33]的文献,标样分析结果见Xu[34]的文献,微量元素的分析精度小于10%,大多数优于5%。

锆石U-Pb年龄用中国科学院地质与地球物理研究所离子探针中心Cameca 1280仪器测定。锆石按常规方法分选,在双目镜下挑纯;将锆石样品和标样TEM置于环氧树脂上,磨平抛光;然后照锆石透射、反射照片和阴极发光成像,指导选点并进行定年测试。锆石标样TEM年龄为417Ma,用于元素间的分馏校正,测试期间标样和待测锆石的测定比例为1:3。普通Pb根据实测的^{204}Pb校正,单点分析误差为1σ,数据处理采用Isoplot 3.0程序[35]。

4 结 果

4.1 片麻岩的岩石地球化学特征

阿吾拉勒麻粒岩相片麻岩为长英质片麻岩,3个样品的SiO_2含量均在70%以上,Al_2O_3为11.65%~13.75%,CaO为1.74%~2.07%,K_2O为1.97%~3.96%,MgO为1.37%~1.81%,Na_2O为1.41%~2.23%,TiO_2为0.81%~0.96%,具有较高的Fe_2O_3含量(2.83%~3.45%),对应于矿物组合中较高的磁铁矿含量。

微量元素蛛网图显示3个片麻岩样品的Nb、Ta、Ti、P、Sr均相对亏损,具有明显的负异常(图5),样品0723中的Ba亏损明显,其他2个样品Ba亏损不太明显,表明杂砂岩的剥蚀源区形成于岛弧构造环境或者活动大陆边缘。Pb、Th相对富集,U富集不明显。Nb、Ta均亏损,Nb/Ta值为12.97~13.93,平均为13.40,低于球粒陨石的Nb/Ta值17.3~17.6[36]和原始地幔的Nb/Ta值17.5[37],具有大陆地壳的性质;Zr/Hf值为36.32~37.01,平均为36.59(表1)。

麻粒岩相片麻岩的稀土元素总量中等,∑REE介于164.99×10^{-6}~286.76×10^{-6}之间,平均为$219.38\times$

表1 阿吾拉勒麻粒岩相片麻岩主量元素和微量元素分析结果

Table 1 Major elements and trace elements composition of the granulite-facies gneisses in Awulale Mountains

岩石名称	麻粒岩相片麻岩			岩石名称	麻粒岩相片麻岩		
样品编号	0717	0720	0723	样品编号	0717	0720	0723
SiO_2	71.47	72.73	75.39	Ba	665.1	918.8	216.1
TiO_2	0.89	0.81	0.96	La	57.54	31.53	39.78
Al_2O_3	13.75	12.70	11.65	Ce	118.3	64.91	82.82
Fe_2O_3	2.83	2.84	3.45	Pr	14.89	8.153	10.34
MnO	0.05	0.07	0.06	Nd	55.8	31.32	39.77
MgO	1.81	1.37	1.55	Sm	10.5	6.304	7.513
CaO	2.07	1.74	2.02	Eu	1.818	1.613	1.077
Na_2O	2.23	2.02	1.41	Gd	9.042	5.722	6.844
K_2O	2.81	3.96	1.97	Tb	1.38	0.945	1.131
P_2O_5	0.12	0.11	0.08	Dy	7.47	5.652	6.612
LOI	1.59	1.22	1.04	Ho	1.43	1.162	1.385
Total	99.61	99.58	99.58	Er	3.831	3.263	3.998
Sc	10.86	8.342	8.096	Tm	0.551	0.506	0.597
Ti	4207.5	3548.1	4074.7	Yb	3.612	3.368	3.921
V	69.04	59.8	55.26	Lu	0.592	0.539	0.61
Cr	46.46	42.65	44.83	Hf	11.23	9.661	11.62
Mn	438.7	590.6	487.4	Ta	0.945	0.832	1.041
Co	4.558	5.567	9.637	Pb	14.16	13.31	9.031
Ni	0.469	0.762	13.76	Th	15.16	12.8	14.61
Cu	15.19	5.279	18.69	U	2.129	2.099	2.433
Zn	21.95	17.46	46.63	Nb/Ta	12.97	13.93	13.29
Ga	17.12	14.23	14.54	Zr/Hf	36.32	36.44	37.01
Ge	0.846	1.103	0.924	∑REE	286.76	164.99	206.40
Rb	64.25	73.76	59.5	$(La/Yb)_N$	10.65	6.26	6.78
Sr	115.7	108.3	70.6	$(La/Sm)_N$	3.38	3.09	3.27
Y	32.03	27.56	34.92	$(Gd/Yb)_N$	2.00	1.35	1.39
Zr	407.9	352	430	Eu/Eu^*	0.57	0.83	0.46
Nb	12.26	11.59	13.84				

注:$Eu/Eu^*=Eu_N/(Sm_N*GdN)^{1/2}$;主量元素含量为wt%,微量元素含量为$10^{-6}$

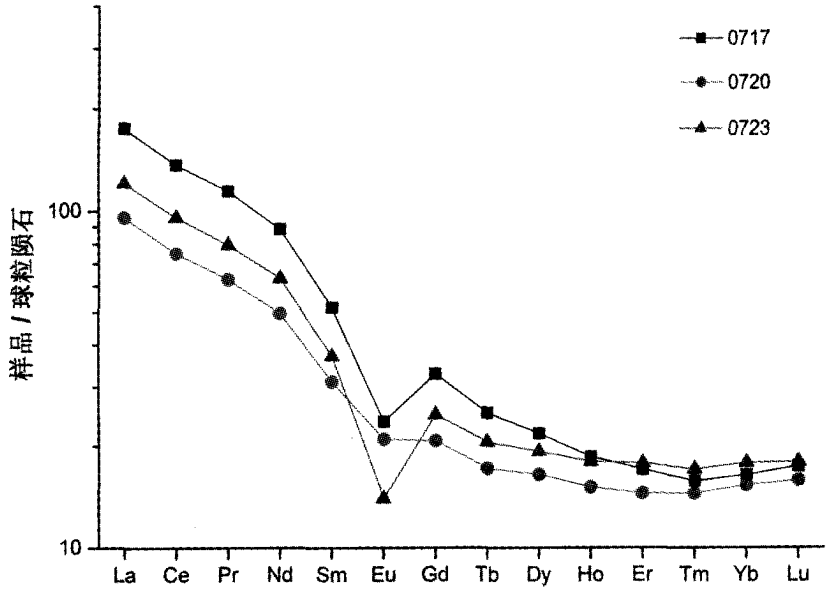


图 4　阿吾拉勒麻粒岩相片麻岩球粒陨石标准化稀土元素配分图

(标准化的球粒陨石数据据 Sun S S, 1989)

Fig. 4　Chondrite-normalized REE pattern diagrams of Awulale granulite-facies gneisses

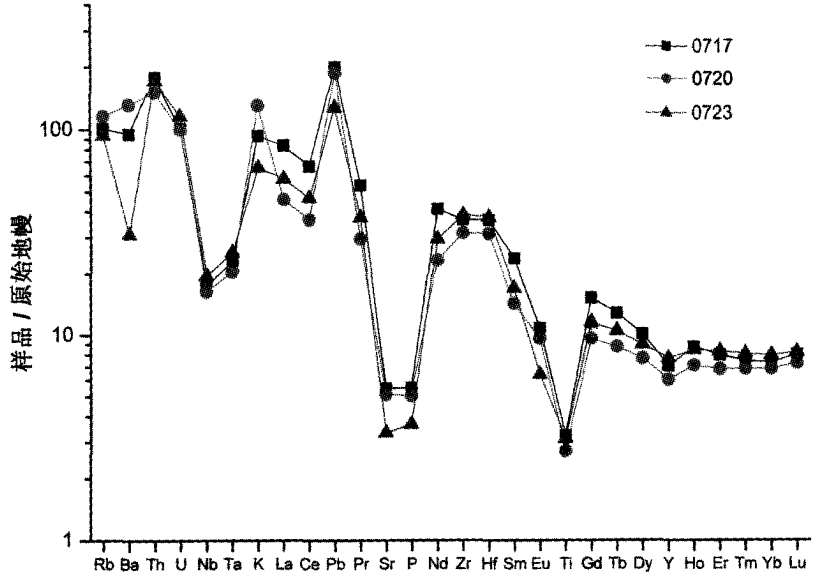


图 5　阿吾拉勒麻粒岩相片麻岩原始地幔标准化微量元素蛛网图

(标准化的原始地幔数据据 Sun S S, 1989)

Fig. 5　Primitive mantle-normalized spider diagrams of Awulale granulite-facies gneisses

10^{-6}(表 1)。球粒陨石标准化配分曲线(图 4)显示轻稀土元素相对富集,而重稀土元素相对平坦,轻重稀土元素分异较明显,$(La/Yb)_N$ 为 6.26~10.65(平均为 7.90),轻稀土元素部分分异较明显,$(La/Sm)_N$ 为 3.09~3.38(平均为 3.25),重稀土元素部分分异相对不明显,$(Gd/Yb)_N$ 为 1.35~2.00(平均为1.58)。Eu 有轻微的负异常(图 4),Eu/Eu^*为 0.46~0.83,平均值为 0.62(表 1)。表明杂砂岩的剥蚀源区在岩浆形成过程中经历了较为显著的斜长石分离结晶作用,即岩浆源区有斜长石晶体的残留。

4.2 锆石U-Pb年代学

从样品0723中经人工重砂分选出来的锆石颗粒大多具有韵律型环带,且环带较清晰,为典型的岩浆锆石的特点。锆石边部大都发育1层暗色的变质增生边,但是厚度太小,无法进行定年测试。锆石颗粒较均匀,大多在40~80μm之间。选择颗粒较大、环带清晰、没有包裹体和裂隙的锆石进行U-Pb同位素年代学分析,打点位置基本上都选择在核部环带较明显的地方,典型锆石的阴极发光图像及其年龄见图6。锆石U-Pb和年龄数据见表2。锆石的U含量为38×10^{-6}~359×10^{-6},Th含量为10×10^{-6}~362×10^{-6},Pb含量为9×10^{-6}~112×10^{-6},Th/U值较分散,25颗锆石的Th/U值均匀地分散于0.138~1.341之间。锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄为687~1603Ma,$^{207}Pb/^{235}U$年龄为659~1623Ma,多数不谐和,但大部分$^{207}Pb/^{206}Pb$年龄分布在1300~1500Ma之间(图7)。

图7是根据样品0723挑选的25粒锆石的U-Pb年龄数据,用Isoplot 3.0软件作出的年龄谐和图。从图中可以看出,锆石年龄并不集中,而且大都偏离谐和线,只有上端较老的3粒锆石的投点落在谐和线上,得出的谐和年龄为1599Ma。其他锆石在谐和线图上大致呈线性排列,形成一条不一致线,不一致线与谐和线的上交点年龄为1609Ma±40Ma,代表了岩浆锆石的形成年龄,下交点年龄为764Ma±72Ma,代表了引起Pb从矿物中丢失的热事件发生的时间。碎屑锆石的年龄数据在谐和线上没有散开,上交点数据比较集中,不谐和年龄皆由Pb丢失引起,说明变质杂砂岩的物源相对单一,而且物源较近;杂砂岩中的锆石基本上是同期的,也就是说在约1.6Ga前形成了岩浆锆石。包裹着这些锆石的原岩遭受风化、剥蚀,经过短距离搬运并快速沉积下来,形成麻粒岩相片麻岩的原岩——杂砂岩。杂砂岩在764Ma的热事件中发生了明显的Pb丢失,故而在年龄图中形成一条比较单一的不一致线。另一种可能是,此岩浆锆石在源区受到764Ma的热事件的干扰发生了Pb丢失,后期被剥蚀沉积,变质形成麻粒岩相片麻岩。但鉴于用于分析的样品发生了均一的麻粒岩相变质作用,笔者推测下交点年龄(764±72)Ma可能代表了麻粒岩相变质的时间。由于锆石的变质边太小,无法直接测试,要精确限定变质时间,还需要做进一步的深入研究。新疆西部托云玄武岩中麻粒岩包体的锆石年龄为770~690Ma,代表麻粒岩相变质事件的年龄[38],与本文获得的下交点年龄764Ma相当。

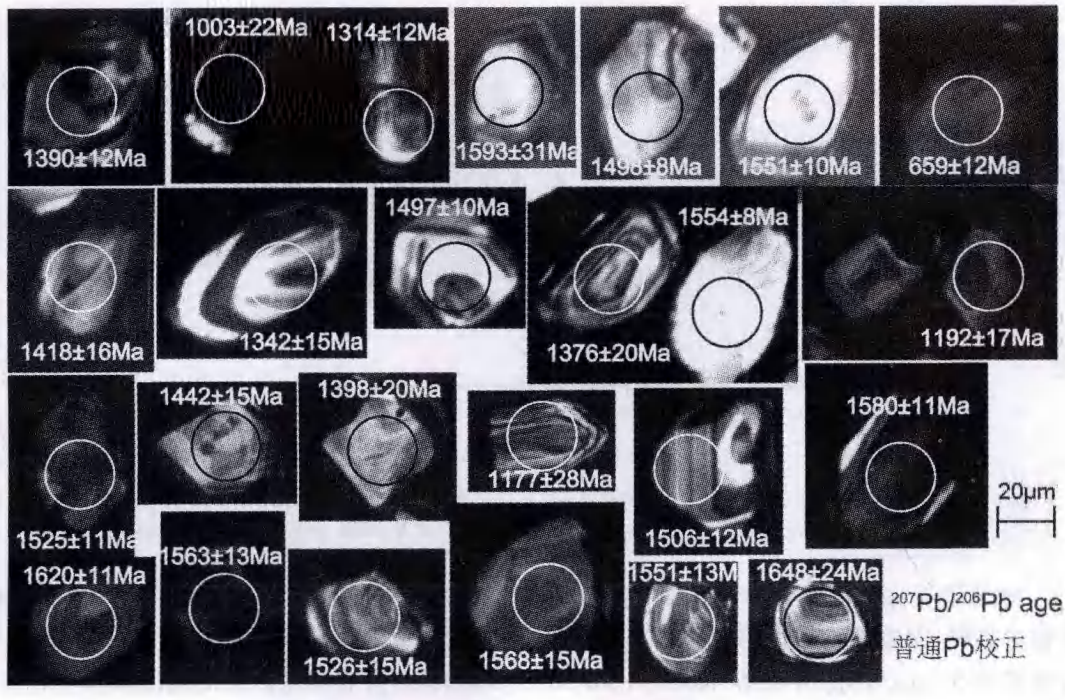


图6 麻粒岩相片麻岩中典型锆石的阴极发光图像

Fig. 6 Cathodoluminescence images of zircons from the granulite-facies gneisses

表 2　阿吾拉勒麻粒岩相片麻岩(样品 0723)的锆石 U-Pb 数据

Table 2　Zircon U-Pb data of the Awulale granulite-facies gneisses (sample 0723)

样品号	$U/10^{-6}$	$Th/10^{-6}$	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ/%	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ/%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ/%	$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄/Ma	±σ/%	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄/Ma	±σ/%	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄/Ma	±σ/%
0723@1	266.4	160.6	0.60	2.57738	1.65	0.21162	1.52	0.090585	0.57	1294.2	12.1	1237.4	17.1	1389.7	12.1
0723@2	106	61	0.580	2.07628	1.81	0.1773	1.70	0.08729	0.44	1141.0	12.5	1052.2	16.5	1314.0	11.9
0723@3	149	77	0.512	1.45107	2.10	0.1449	1.80	0.07961	0.71	910.3	12.7	872.5	14.7	1003.2	21.8
0723@4	62	31	0.497	3.33871	2.39	0.2462	1.70	0.10930	1.42	1490.2	18.8	1418.6	21.7	1593.4	31.0
0723@5	76	57	0.757	3.27379	1.76	0.2539	1.71	0.09392	0.42	1474.8	13.8	1458.6	22.3	1498.3	8.2
0723@6	66	51	0.770	3.23427	1.78	0.2440	1.70	0.09686	0.52	1465.4	13.9	1407.2	21.5	1550.8	10.1
0723@7	119	17	0.138	0.91408	2.35	0.1124	1.70	0.07659	0.78	659.2	11.5	686.9	11.1	565.7	35.0
0723@8	41	27	0.655	2.69862	1.90	0.2184	1.71	0.09064	0.77	1328.1	14.2	1273.3	19.8	1417.6	15.7
0723@9	38	10	0.260	2.36546	1.86	0.1991	1.70	0.08708	0.68	1232.2	13.4	1170.3	18.2	1342.2	14.6
0723@10	127.9	77.3	0.60	3.21666	1.60	0.24961	1.51	0.094359	0.50	1461.2	12.4	1436.5	19.4	1497.3	10.0
0723@11	58.9	27.2	0.46	2.71421	1.83	0.22441	1.51	0.091612	0.80	1332.3	13.7	1305.1	17.9	1376.4	19.7
0723@12	181.2	200.4	1.11	3.10592	1.58	0.23385	1.51	0.097295	0.42	1434.2	12.2	1354.6	18.5	1554.2	8.4
0723@13	332	203	0.613	2.00796	1.73	0.1825	1.51	0.08448	0.56	1118.2	11.8	1080.5	15.0	1192.3	16.7
0723@14	283	246	0.867	3.16549	1.63	0.2420	1.53	0.09516	0.56	1448.8	12.7	1397.3	19.2	1525.1	10.7
0723@15	135	67	0.493	2.54582	1.70	0.2034	1.50	0.09099	0.79	1285.2	12.5	1193.4	16.4	1442.3	15.1
0723@16	118	37	0.314	2.71509	1.84	0.2220	1.50	0.08870	1.07	1332.6	13.7	1292.4	17.6	1397.7	20.3
0723@17	165	158	0.960	3.75027	1.70	0.2726	1.59	0.10020	0.57	1582.2	13.7	1553.9	22.0	1620.1	11.0
0723@18	359	249	0.693	3.19681	1.70	0.2396	1.56	0.09687	0.69	1456.4	13.2	1384.6	19.4	1562.8	12.9
0723@19	85	91	1.062	3.77111	1.75	0.2818	1.57	0.09705	0.78	1586.6	14.1	1600.6	22.2	1568.1	14.5
0723@20	157	132	0.842	3.16068	1.71	0.2415	1.51	0.09526	0.79	1447.6	13.3	1394.6	18.9	1526.3	15.1
0723@21	270	362	1.341	3.54237	1.66	0.2630	1.55	0.09786	0.60	1536.7	13.2	1505.4	20.8	1580.1	11.3
0723@22	355	252	0.708	1.63820	2.14	0.1500	1.58	0.07989	1.40	985.0	13.6	901.0	13.3	1177.3	28.1
0723@23	107	84	0.788	3.94315	2.00	0.2824	1.50	0.10127	1.33	1622.6	16.4	1603.4	21.3	1647.5	24.4
0723@24	195	255	1.309	3.46516	1.65	0.2613	1.51	0.09669	0.64	1519.3	13.1	1496.7	20.2	1551.0	12.5
0723@25	173	196	1.131	3.36690	1.62	0.2601	1.50	0.09387	0.62	1496.7	12.8	1490.5	20.0	1505.6	11.6

5 讨 论

5.1 伊犁地块基底问题

对变质沉积岩中碎屑锆石年龄的研究可以提供侵蚀源区最老时代的年龄信息。要寻找此变质沉积岩的物源,即岩浆锆石的来源,关键在于寻找伊犁地块本身及其周缘地块在1.6Ga时的岩浆作用的证据。按照伊犁地块的地理位置及其前寒武纪构造演化历史,沉积物物源有3种可能的来源。

(1)来自南部古老的塔里木地块。塔里木地块一直被认为是中国的四大古陆块之一,近代的年代学研究也证实塔里木陆核形成于2.6~3.2Ga前的太古宙,代表地层为塔里木北缘的库鲁克塔格群,经受了古元古代2.2Ga时的地壳重熔作用,并有新的地壳增生[39]。从理论上来讲,塔里木地块确实存在为本研究区变质沉积岩提供物源的可能,但是按照目前的研究资料和新疆大陆基底演化模式,塔里木北缘在1.4~1.8Ga期间相对稳定,为盖层发育期,并没有发现大规模的岩浆作用;更为重要的是,王作勋等[27]认为,中天山地区古元古代末从过渡壳发展成陆壳,形成大陆板块基底时,南天山及塔里木北部还处于洋壳发展阶段,称为元古南天山海,直到新元古代末期,元古南天山海才闭合。中新元古代的大洋存在于中天山(及哈萨克斯坦)大陆板块的南侧,即南天山及塔里木北部地区,以该区广泛分布的阿克苏群绿片岩为代表。由此可以得出结论,截止到764Ma的热事件发生时伊犁地块与塔里木板块还由元古南天山海相隔,新元古代末期元古南天山海闭合,紧接着在早寒武世天山古生代洋盆开启[40],所以此麻粒岩相岩石母岩的物源不太可能来自于塔里木地块。此外,胡霭琴等[17-18]和Hu等[19]则依据中天山星星峡群、温泉群的变质岩和花岗岩Sm-Nd同位素定年、Nd同位素示踪,认为天山造山带大陆地壳基底形成于1800Ma前,基底变质岩系的母岩物质来源于长期亏损的地幔源区,推断它们处于古岛弧的构造环境,无论是基底的时代还是后期的地质演化历史,都与塔里木北缘地块截然不同。

(2)来自北部的准噶尔地块。目前研究得出的资料[39]显示,准噶尔地块为年轻的地壳基底,基底年龄在1.2~0.6Ga之间,不会大于1.4Ga。故准噶尔地块不可能为伊犁地块的沉积物提供太老的物质。

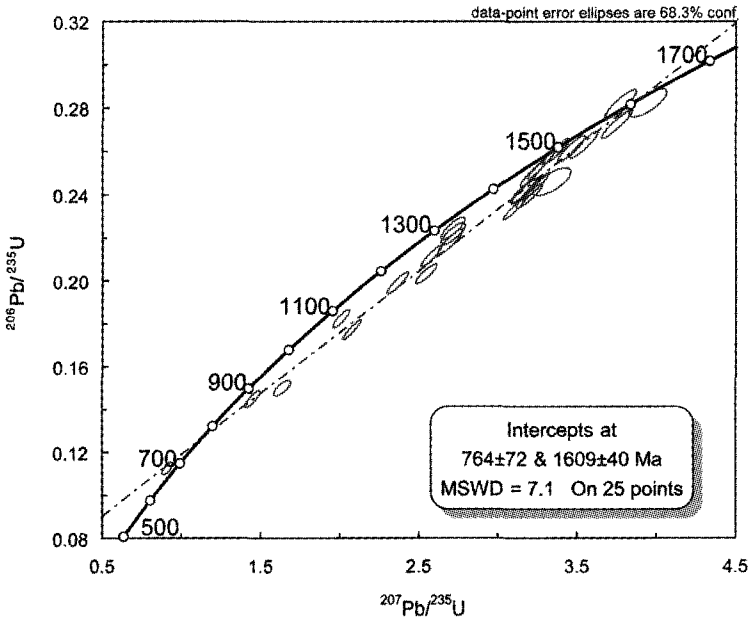


图7 阿吾拉勒麻粒岩相片麻岩锆石U-Pb年龄谐和图

Fig. 7 Ziron U-Pb concordia diagram of Awulale granulite-facies gneisses

(3)来自伊犁-哈萨克斯坦地块本身。本研究之前,在伊犁地块及其南北缘从未发现古元古代—中元古代的基底,西天山赛里木湖东石炭纪的火山岩和火山碎屑岩中发现的前寒武纪天窗片麻岩的锆石U-Pb年龄为798Ma[21]。笔者认为,此麻粒岩相变质杂砂岩的物源最有可能来自伊犁-哈萨克斯坦地块本身,一个原因就是此变质沉积岩的原岩为杂砂岩,说明是近源、快速沉积的产物;第二个原因就是纵观新疆北部的前寒武纪研究资料,没有发现1.6Ga的岩浆作用,早期的研究由于实验技术与精度方面的限制,数据并不可靠,最近对哈萨克斯坦南部出露的古元古代片麻岩锆石SHRIMP U-Pb定年,得出精确的年龄为1789Ma[22],与麻粒岩相片麻岩锆石的上交点年龄较接近。研究表明,伊犁地块也具有1.6Ga前的基底物质,伊犁-哈萨克斯坦地块很可能具有统一的独立于塔里木地块古老基底之外的基底。这也与胡霭琴等[18]对天山造山带处于古岛弧的构造环境中,形成于大约1.8Ga前的天山基底岩石是由长期亏损的地幔在壳幔分异作用时形成的"新生大陆地壳"的推断基本一致。此外,伊犁地块及其周缘有很多发生在700~800Ma之间的变质或者地壳重熔

的年龄数据[38,41-42],与本研究得到的锆石下交点年龄764Ma 较相当。

5.2 Rodinia 超大陆裂解对伊犁地块的影响

20 世纪 90 年代初,McMenamin 等[43]和 Hoffman[44]根据对格林威尔造山运动及其造山带的识别、对比,认为在古元古代初期至中元古代末期全球的主要大陆会聚成一个全球性超大陆,并命名为 Rodinia 超大陆。Rodinia 超大陆裂解事件是一个全球性的重大地质事件[45],新疆北部有许多对应于 Rodinia 大陆解体的地质事件,例如新疆西部托云玄武岩中麻粒岩包体的锆石 U-Pb 年龄为 770~690Ma[38],西南天山木扎尔特群片麻岩锆石 U-Pb 年龄(707±13)Ma[41],东部铁干布拉克基性杂岩锆石 U-Pb 年龄为(817±11)Ma[42]等。胡霭琴等[39]指出天山变质岩系在大致 900~700Ma 期间发生再次地壳重熔和岩浆分异作用,西天山温泉群、那拉提群和木扎尔特群混合岩化片麻岩锆石 U-Pb 年龄分别为(821±11)Ma、(798±8)Ma,(882± 83)Ma 和 707±7)Ma,并认为是大陆裂解的表现。一般认为,Rodinia 超大陆解体的时间发生在 810~750Ma 之间[45],笔者得到的麻粒岩相片麻岩锆石 U-Pb 下交点(764±72)Ma 的年龄,虽然误差稍大,但典型的 Pb 丢失模式说明伊犁地块在新元古代经历了明显的热事件,基本上可以认定为伊犁地块对 Rodinia 全球超大陆解体事件的响应。

6 结 论

(1)伊犁地块阿吾拉勒山西段低压麻粒岩相长英质片麻岩的原岩为杂砂岩,具有近源、快速沉积的特点;地球化学特征显示此麻粒岩相片麻岩的原岩来自岛弧或者活动大陆边缘构造环境。

(2)锆石 Cameca U-Pb 年龄表明伊犁地块具有形成年龄不小于 1.6Ga 的中元古代基底。在 764Ma 时经历了明显的构造热事件,可能代表麻粒岩相变质事件的年龄,为西天山伊犁地块对全球 Rodinia 超大陆解体事件的响应。

致谢:在实验过程中得到本所电子探针室毛骞、马玉光工程师,电镜室闫欣老师和离子探针室李献华研究员、李秋立博士的指导;得到广州地球化学研究所周艳艳、杨阳和离子探针室马红霞、刘宇、唐国强的帮助;在成文过程中得到陈意、胡波博士的指导;新疆地质调查院朱志新高级工程师对研究工作给予大力支持。在此一并感谢。

参考文献

[1]涂光炽.新疆北部固体地球科学进展[M]. 北京:地质出版社, 1993: 1-239.

[2]涂光炽.初论中亚成矿域[J].地质科学, 1999, 34(4):397-404.

[3]Sengör A M C,Natal'in B A, Burtman V S.Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia[M]. Nature, 1993, 364: 299-307.

[4]Gao J,Li M S,Xiao X C,et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China[J]. Tectonophysics, 1998, 287: 213-231.

[5]Gao J, Xiao W, Li J, et al. 'Central-Asia type' orogenesis and metallogenesis in western China[C]//IGCP 420 Project Workshop, abstract. 2002: 39.

[6]Gao J, Klemd R. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints[J]. Lithos, 2003, 66:1-22.

[7]张立飞,艾永亮,李强,等.新疆西南天山超高压变质带的形成与演化[J]. 岩石学报, 2005, 21(4):1029-1038.

[8]高俊,龙灵利,钱青,等. 南天山:晚古生代还是三叠纪碰撞造山带?[J]. 岩石学报, 2006, 22(5):1049-1061.

[9]Qian Q, Gao J, Klemd R, et al. Early Paleozoic tectonic evolution of the Chinese South Tianshan Orogen: constraints from SHRIMP zircon U-Pb geochronology and geochemistry of basaltic and dioritic rocks from Xiate, NW China[J]. Int. J. Earth Sci., 2009, 98:551-569.

[10]Gao J, Long L L, Klemd R, et al. Tectonic evolution of the South Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks[J]. International Journal of Earth Sciences, 2009, DOI: 10.1007/ s00531-008- 0370-8 (in press).

[11]Zhang L F, Ai Y L, Li X P, et al. Triassic collision of western Tianshan orogenic belt, China: evidence from SHRIMP U-Pb dating of zircon from HP/UHP eclogitic rocks[J]. Lithos, 2007, 96: 266-280.

[12]Xiao W J, Windley B F, Huang B C. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia[J]. International Journal of Earth Sciences, 2009, DOI 10.1007/s00531-008-0407-z.

[13]李春昱,王荃. 我国北部边陲及邻区的古板块构造与欧亚大陆的形成[C]//中国北方板块构造文集(一). 北京:地质出版社, 1983.

[14]张良臣,吴乃元. 天山地质构造及演化史[J]. 新疆地质, 1985, 3(3): 1-14.

[15]黄汲清,姜春发,王作勋. 新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动[C]//新疆地质科学,(第一辑).北京:地质出版社,1990: 3-16.

[16]罗发祚. 对中天山隆起(变质)带前寒武系的探讨[J]. 新疆地质, 1989, 7(4):24-33.

[17]胡霭琴,王中刚,涂光炽,等. 新疆北部地质演化及其成岩成矿规律[M]. 北京:科学出版社, 1997:9-105.

[18]胡霭琴,张国新,张前锋,等. 天山造山带基底时代和地壳增生的 Nd 同位素制约[J].中国科学(D 辑), 1999, 29(3):104-112.

[19]Hu A Q, Jahn B M, Zhang G X, et al.Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang:Nd isotopic evidence.Part I.Isotopic characterization of basement rocks[J].Tectonophysics, 2000, 328:15-50.

[20]李铨,于海峰,修群业. 东天山前寒武纪基底若干问题的讨论[J]. 新疆地质, 2002, 20(4):346-351.

[21]陈义兵,胡霭琴,张国新,等. 西天山前寒武纪天窗片麻岩的锆石U-Pb年龄及Nd-Sr同位素特征[J]. 地球化学, 1999, 28(6): 515-520.

[22]Kröner A, Windley B F, Badarch G, et al. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield[C]//Hatcher R D, Carlson M P, McBride J H, et al. 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir, 2007, 200:181-209.

[23]江西省地质矿产勘查开发局. 新疆维吾尔自治区1:5万区域地质矿产调查区域地质调查报告[R]. 2005:1-160.

[24]马瑞士,王赐银,叶尚夫,等.东天山构造格架及地壳演化[M]. 南京:南京大学出版社, 1993: 1-225.

[25]马瑞士,舒良树,孙家齐.东天山构造演化与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1997: 1-202.

[26]Huang T K, Ren J S, Jiang C F, et al. Geotectonic evolution of China[M]. New York: Springer, 1987: 1-203.

[27]王作勋,邬继易,吕喜朝,等.天山多旋回构造演化与成矿[M]. 北京:科学出版社, 1990:1-217.

[28]何国琦,李茂松. 中亚蛇绿岩带研究进展及区域构造连接[J]. 新疆地质, 2000, 18(3):193-202.

[29]何国琦,李茂松,韩宝福. 中国西南天山及邻区大地构造研究[J]. 新疆地质, 2001, 19(1):7-11.

[30]新疆地质局区测大队五分队. 巩留幅(K-44-Ⅴ)1:20万区域地质调查报告[R]. 1979.

[31]新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 1993:6-48.

[32]王仁民,贺高品,陈珍珍,等. 变质岩原岩图解判别法[M]. 北京:地质出版社, 1987: 1-199.

[33]刘颖,刘海臣,李献华. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素[J]. 地球化学, 1996, 25(6):552-558.

[34]Xu Y C. Evidence for crustal components in the mantle and conslrainls on crustal recycling mechanisms: Pyroxenite xenoliths from Hannuoha, North China[J].Chem. Ceol., 2002, 182:301-322.

[35]Ludwig K R. ISOPLOT 3.00: a geochronological toolkit for microsoft excel (Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA)[S]. 2003.

[36]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic: systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [M]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Ceol. Soc. Spec. Publ., 42, 1989:313-345.

[37]McDonough W F, Sun S S. The composition of the earth [J]. Chem. Ceol., 1995, 120(3/4):223-253.

[38]Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Granulite xenoliths and their zircons, Tuoyun, NW China: Insights into southwestern Tianshan lower crust[J]. Precambrian Research, 145(3/4):159-181.

[39]胡霭琴,张国新,陈义兵,等. 新疆大陆基底分区模式和主要地质事件的划分[J]. 新疆地质, 2001, 19(1):12-19.

[40]夏林圻,张国伟,夏祖春,等. 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[J]. 地质通报, 2002, 21(2):55-62.

[41]陈义兵,胡霭琴,张国新,等. 西南天山前寒武纪基底时代和特征:锆石U-Pb年龄和Nd-Sr同位素组成[J]. 岩石学报, 2000, 16(1): 91-98.

[42]陆松年,于海峰,李怀坤,等. 中国前寒武纪重大地质问题研究——中国西部前寒武纪重大地质事件群及其全球构造意义[M]. 北京:地质出版社, 2006: 1-205.

[43]McMenamin M A S, McMenamin D L S. The Emergence of Animals: The Cambrian breakthrough[M]. New York: Columbia University Press, 1990.

[44]Hoffman P F. Did the breakout of laurentia turn gondwanaland inside-out? [J]. Science, 1991, 252:1406-1412.

[45]Hoffman P F. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth[M]. J. African Earth Sciences, 1999, 28(1):17-33.