第 58 卷 第 2 期 2025 年 (总 240 期)

ュヒ 西 地 质

NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 58 No. 2 2025(Sum240)



引文格式:魏博,齐琦,王利伟,等.塔里木西南缘晚志留世辉绿岩 U-Pb 锆石年龄、地球化学及其地质意义[J].西北地质,2025,58(2):288-301.DOI:10.12401/j.nwg.2024117

Citation: WEI Bo, QI Qi, WANG Liwei, et al. U-Pb Zircon Age, Geochemistry and Geological Significance of the Late Silurian Diabase in the Southwest Margin of Tarim[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(2): 288–301. DOI: 10.12401/j.nwg. 2024117

塔里木西南缘晚志留世辉绿岩 U-Pb 锆石年龄、 地球化学及其地质意义

魏博1,齐琦2,*,王利伟1,张旗1,王伟平1,冯旻譞2

(1. 中国冶金地质总局西北地质勘查院,陕西西安 710119;2. 中国地质调查局西安地质调查中心/ 西北地质科技创新中心,陕西西安 710119)

摘 要:塔西南缘铁克里克构造带叶城一带古元古代花岗岩体及赛图拉岩群中大量发育辉绿岩 脉(墙)群,通过对其进行详细的地质、年代学、地球化学和构造环境研究,结果表明,该辉绿岩属 于亚碱性拉斑玄武岩系列,具有高Fe、Ti,富Na,贫K的特征,球粒陨石标准化稀土元素配分图表 现为LREE略富集的右倾分配模式,富集大离子亲石元素,相对亏损高场强元素,具有板内玄武 岩特征。岩石成因研究表明,其具亏损岩石圈地幔源区特征,并受俯冲流体或熔体交代混染,原 始岩浆源区主要为尖晶石二辉橄榄岩。辉绿岩形成于板内拉张环境。辉绿岩获得LA-ICP-MS 锆 石U-Pb年龄为(424±2.7)Ma,形成于晚志留世,结合西昆仑区域构造演化,认为该时期处于造山 期后阶段,代表了原特提斯洋构造旋回的结束。辉绿岩中含有大量捕获锆石,第一组捕获锆石 年龄为(2242±19)Ma,表明铁克里克陆块确实存在古元古代结晶基底,第二组捕获锆石年龄为 (1842±42)Ma,代表了塔里木克拉通古元古代晚期的岩浆和构造记录。

关键词: 辉绿岩; 西昆仑; 锆石 U-Pb 年龄; 原特提斯洋; Columbia 超大陆; 塔西南缘 中图分类号: P584 文献标志码: A 文章编号: 1009-6248(2025)02-0288-14

U-Pb Zircon Age, Geochemistry and Geological Significance of the Late Silurian Diabase in the Southwest Margin of Tarim

WEI Bo¹, QI Qi^{2,*}, WANG Liwei¹, ZHANG Qi¹, WANG Weiping¹, FENG Minxuan²

Northwest Geological Exploration Institute of China Metallurgical Geology Bureau, Xi'an 710119, Shaanxi, China;
Xi'an Center of China Geological Survey/Northwest China Center for Geoscience Innovation, Xi'an 710119, Shaanxi, China)

Abstract: There are a large number of diabase dikes (walls) developed in the paleoproterozoic granite body and Setula Group in the Yecheng area of Tiekerike structural belt, southwestern margin of Tarim Basin. Through de-

收稿日期: 2023-07-28; 修回日期: 2024-03-22; 责任编辑: 曹佰迪

基金项目:中国地质调查局项目"塔里木盆地西南缘锰多金属矿产地质调查"(121201001000150013),"全国地质调查组织实施费"(DD20221837),陕西省自然科学基础研究计划项目(2022JQ-272)联合资助。

作者简介:魏博(1988-),男,高级工程师,主要从事区域地质,矿产地质及构造地质。E-mail:weibochd@163.com。

^{*}通讯作者:齐琦(1989-),男,高级工程师,从事区域大地构造、资源勘查评价、工程地质等研究。E-mail:xqq8901@163.com。

tailed geological, chronological, geochemical and tectonic environment studies, the results show that the diabases belong to the subbasic lapidous basalt series, with the characteristics of high Fe, Ti, Na and low K.The chondrite normalized REE patterns show the slightly enriched of LREE, which are right-sloping distribution. The diabases enrich LILEs and relatively loses HFSEs, resembling the feature of intraplate basalts. The study of lithogenesis showed that the diabases had the characteristics of a depleted lithospheric mantle source, and were mixed by subduction fluid or melt, and the original magma source area were mainly spinel dipyroxene peridotite. Diabases were formed in an intraplate tensioning environment. The LA-ICP-MS zircon U-Pb age of (424±2.7) Ma was obtained from diabase, formed in the Late Silurian, combined with the tectonic evolution of the West Kunlun region, it is believed that this period is in the post-orogenic stage, representing the end of the

tectonic cycle of the original Proto-Tethyan Ocean. Diabases contain a large amount of inherited zircon, the first group inherits the zircon age of (2 242±19) Ma, which indicates that there is a Paleoproterozoic crystalline basement in the Tiekerek block, and the second group inherits the zircon age of (1 842±42) Ma, representing the magmatic and tectonic records of late Paleoproterozoic Tarim Craton.

Keywords: Diabase; Western Kunlun; zircon U-Pb age; southwest margin of Tarim; former Proto-Tethyan ocean; Columbia supercontinent; southwest margin of Tarim

大陆造山带是研究大陆岩石圈结构、构造和动力 学的天然场所(Jahn et al., 2000; 袁四化等, 2009)。研 究区地处西昆仑造山带和塔里木地块结合部位的铁 克里克构造带,其位于塔里木板块西南缘。姜春发等 (2000)将铁克里克构造带划为中央造山带重要组成 之一的西昆仑北带,其构造演化与昆仑造山带的演化 有着密切联系,经历了多期次、多机制和多旋回的洋 陆转换,至石炭纪后开始进入了陆内演化阶段(Yin et al., 2000; 肖文交等, 2000; Yuan et al., 2002; 王向利等, 2010; Jiang et al., 2013; Gibbons et al., 2015; Zhang et al., 2018a, 2018b; 张传林等, 2019)。研究区自元古代以来 经历多期次板块构造的拼合和造山运动,发育多期次 岩浆变质作用及成矿过程,是研究塔里木古陆和原-古 特提斯洋构造演化的重要位置(姜春发,2000,魏博等, 2018)。昆仑山岩浆岩分布广泛,出露元古宇、早古生 代、晚古生代、中生代和新生代花岗岩带,它们沿构 造线呈带状分布(李荣社等,2008)。

近年来,随着地质研究工作的深入,特别是同位素 年代学研究的不断完善与深入,在叶城地区越来越多 前寒武纪、古生代岩浆活动被甄别并记录(廖世勇, 2010;陶再礼等,2022),岩浆记录表明自奥陶纪以来塔 里木克拉通南部可能存在与原特提斯洋俯冲相关的活 动大陆边缘(Wang et al., 2020, 2021),然而受自然环境 及研究程度所限,前人对于叶城地区早古生代原特提 斯洋的构造演化及其相关的岩浆作用认识尚未达成一 致。主要对于蛇绿岩存在位置及闭合时限存在争议, 特别是对原特提斯洋的闭合时限等仍存在较大争议, ①认为昆仑造山带早古时代沿着库地--其曼于特发育 原特提斯洋,早古时代末期闭合,之后晚古生代沿着麻 扎-康西瓦-苏巴什蛇绿岩带发育古特提斯洋。②认为 沿着麻扎--康西瓦--苏巴什蛇绿岩带发育原--古特提斯 持续演化的大洋,而沿着库地--其曼于特蛇绿岩带发育 的弧后盆地于早古生代末期闭合(Yuan et al., 2002; Xiao et al., 2003; 张传林等, 2019; Yin et al., 2020)。廖世 勇(2010)认为原特提斯洋盆封闭时间为志留纪(大同 岩体及其中暗色微粒包体, U-Pb 锆石年龄 473.4~ 447.7 Ma, 奥依塔克斜长花岗岩 U-Pb 锆石年龄 338~ 328 Ma)。计文化等(2007)以基性岩脉中单矿物角闪 石的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄(382~284 Ma)为依据,认为其为从 早古生代晚期的挤压环境转化为引张环境所持续的时 间,代表古特提斯洋打开时间。此外也有学者对洋盆 俯冲极性有争议,有学者认为早古生代原特提斯洋向 北俯冲消亡(Yuan et al., 2002; 袁超等, 2003; 韩芳林, 2006; 陶再礼, 2022), 闭合时限为晚奥陶世—早泥盆世 (邓万明, 1995; Wang, 2004); 也有大量学者认为原特提 斯洋向南俯冲(Liao et al., 2010;张传林等, 2019),于晚 奥陶世—早志留世期间发生闭合(Jia et al., 2013;柳坤 峰,2014;刘成军,2015)。

总之,前人研究基本认为本区原特提斯洋盆闭合时限应在晚奥陶世—志留纪。基性岩墙(脉)群和 A1型花岗岩形成于板内环境,作为造山期后伸展和非造山岩浆活动(大陆裂解)的标志,在超大陆及岩浆闭合

浆活动,尤其是基性岩墙的研究,对于理解西昆仑造

山带的形成与演化,尤其古特提斯洋洋壳闭合实现具

基性岩脉群开展了详细的岩石学、全岩地球化学、锆

石 U-Pb 定年,揭示其岩石成因和源区组成,并结合前

人研究资料,探讨其形成时的构造环境,为进一步约

束特提斯洋的及其动力学过程提供依据,将对西昆仑

地区古特提斯洋裂解事件群,探索大陆裂解的地球动

工作区大地构造位置位于西昆仑构造带与塔南缘 铁克里克断隆带结合部位,以柯岗断裂为界,东北部为

塔里木地块之铁克里克断隆带,西南部为西昆仑构造

力学背景及西昆仑构造演化提供依据。

区域地质背景

基于此,笔者对塔里木西南缘叶城地区早古生代

有重要的意义(陆松年,2001)。

带(图1)。铁克里克断隆带主要由太古界赫罗斯坦岩 群构成结晶基底(葛荣峰等,2024),主要为一套混合岩 化片麻岩组成,其次为一套古元古代二长花岗岩与正 长花岗岩体。元古代及以上地层构成盖层岩系,上古 生界为稳定盖层沉积,主要为泥盆系海陆交互相碎屑 岩、石炭系浅海相碳酸盐岩夹碎屑岩及二叠系海陆交 互相杂色碎屑岩,下古生界沉积基本缺失。中新生代 为一套陆相建造,主要为一套河湖相碎屑岩沉积夹少 量碳酸盐岩沉积。西昆仑构造带在区内大部分地段为 岩浆岩,地层只发育少量中元古界赛图拉岩群变质岩、 火山岩建造。岩浆岩以早古生代中酸性侵入岩为主, 基本沿哈拉斯坦河断裂两侧发育,主要分布于棋盘-西

本次研究区内岩脉主要为辉绿岩(玢)脉,以岩脉 群形式分布于叶城棋盘乡萨木其村一带,以单条、多 条或脉群形式产出,多呈岩脉、岩墙状主要侵入于古 元古界赫罗斯坦岩群黑云二长片麻岩及古元古代花

河休一带,其中以奥陶纪的要龙花岗岩体为代表。



图1 新疆西昆仑造山带构造地质简图(a)和新疆叶城棋盘乡一带辉绿岩分布地质简图(b)

Fig. 1 (a)Structural geological sketch map of the West Kunlun Orogenic Belt Xinjiang and (b)Geological sketch map of the Distribution of Diabase in Qipan Township Yecheng Xinjiang

1

岗岩体中(图1、图2a、图2b),产状较为稳定,脉体近 直立,局部共轭状产出,脉壁较平直,脉体宽为0.5~ 10m,产状为60°~120°∠55°~80°;长度数百米~1千 米及以上,侵入接触关系明显,与围岩界面清楚平直, 变形变质程度较弱,具高绿片岩相变质,围岩多发育 混合岩化作用。从宏观上看辉绿岩脉呈群体状产出, 表现为辉绿岩呈密集的辉绿岩脉(墙)产出,密集区平 均每隔10m出露1条宽约0.5~15m辉绿岩脉。



图2 辉绿岩脉野外露头特征(a、b)及镜下特征(c) Fig. 2 (a, b) Field outcrop characteristics and (c) microscopic characteristics of diabase veins

2 岩石学特征

棋盘辉绿岩新鲜面深灰绿色,风化面呈灰绿色, 块状构造,具典型辉绿结构,斜长石和辉石自形程度 相近,颗粒大小较均匀,彼此均匀分布构成块状构造; 次生蚀变较强(图 2c)。斜长石:自形-半自形板状,表 面较浑浊脏,呈土褐色,大部分表面分布次生黏土矿 物和少量绢云母矿,颗粒大小较均匀,分布均匀,粒径 约为0.60~2.80 mm;辉石:呈柱状或近八边形,几乎全 部已被粉尘状绿泥石及少量纤维状绿泥石完全覆盖, 干涉色已发生变化;少量完全被绿泥石交代,呈现异 常蓝干涉色,部分沿解理析出细小黑色不透明金属矿 物;个别粗粒辉石内部包含斜长石,构成嵌晶含长结 构;辉石颗粒大小较均匀,分布均匀,粒径约为0.60~ 2.40 mm;金属矿物:他形粒状或者近板状,较均匀分布, 主要与普通辉石分布一起,粒径约为0.12~0.20 mm。

3 测试方法

用于岩石地球化学及 U-Pb 锆石年龄研究的辉绿 岩样品采自叶城棋盘乡萨木其沟(图 1b)。岩石地球 化学样品分别进行主量元素和微量元素分析测试,测 试在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点 实验室完成。主量元素使用 X 射线荧光光谱仪(XRF-

1500)法测试,精度优于2%~3%,测定流程包括烧失 量的计算和玻璃熔融制样,全岩稀土和微量元素分析, 采用 Thermo-X7 电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS), 分析精度和准确度优于10%。化学分析测试流程参 考文献介绍的方法(Chen et al., 2000, 2002)。锆石挑 选及照相在北京锆年领航科技有限公司完成,用浮选 和电磁选方法进行分选,然后在双目镜下挑选出晶形 和透明度较好的锆石颗粒,将它们粘贴在环氧树脂表 面,再对锆石表面进行抛光,直至锆石内部暴露。然 后利用扫描电镜对其进行反射光、透射光和阴极发光 (CL)显微照相。锆石 U-Pb 同位素分析在西北大学大 陆动力学国家重点实验室的 LA-ICP-MS 仪器上用标 准测定程序进行,采用国际标准锆石 91500 作为外标 校正,以保证标准和样品的仪器条件完全一致。激光 束的束斑为 32 μm。将实验获得的数据进行同位素比 值的校正,以扣除普通 Pb 的影响。所给定的同位 素 比值和年龄误差(标准偏差)在1σ水平。详细的实验 原理和流程见文献详解(Yuan, 2004)。

4 分析结果

4.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄结果

本次对辉绿岩样品 HL-6TW 进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析,共计 28 个测点分析(表 1), 分析数据应用分段校正,成岩年龄是对²⁰⁶Pb/²³⁸U 数

第2期

	空	· 量 (10 ⁻⁶)			1 au. 1 1 a		g analysis of 同位素	diabase zircc 比值	n LA-ICP-	SM			位素年龄((Ma)		
牛 品 瀬 ち	Pb	Th	n	- U/dT	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	lσ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	lσ	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	lσ	207 Pb/ 206 Pb	lσ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	lσ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	lσ
HL-6TW-1	315.953 85	469.45	764.58	0.61	0.112 75	0.00126	5.205 8	0.058 72	0.3349	0.003 49	1 844	6	1 854	10	1 862	17
HL-6TW-2	571.967 92	949.62	1 395.57	0.68	0.1115	0.001 16	5.011 32	0.052 96	0.326 01	0.003 32	1824	6	1821	6	1819	16
HL-6TW-3	209.559 52	215.47	345.33	0.62	0.163 31	0.002 14	10.573 78	0.13946	0.469 63	0.00541	2 490	10	2 486	12	2 482	24
HL-6TW-4	31.566 21	229.84	388.43	0.59	0.056 12	0.001 07	0.522 55	0.009 69	0.067 54	0.000 77	457	22	427	9	421	5
HL-6TW-5	23.919 01	182.49	291.96	0.63	0.056 95	0.001 08	0.538 45	0.009 91	0.068 58	0.000 78	490	22	437	7	428	5
HL-6TW-6	136.2894	167.45	223.16	0.75	0.159 63	0.001 89	10.168 74	0.120 75	0.462 03	0.00499	2 452	6	2450	11	2 449	22
HL-6TW-7	114.472 27	375.83	1 528.36	0.25	0.055 87	0.000 62	0.522 61	0.005 79	0.067 85	0.000 69	447	11	427	4	423	4
HL-6TW-8	46.123 37	247.93	586.97	0.42	0.055 39	0.00152	0.523 27	0.013 88	0.068 51	0.000	428	36	427	6	427	5
HL-6TW-9	37.085 85	403.15	414.63	0.97	0.055 17	0.001 21	0.516 69	0.010 98	0.067 93	0.00081	419	27	423	7	424	5
HL-6TW-10	23.935 72	217.65	284.42	0.77	0.055 64	0.00147	0.514 53	0.013 09	0.067 07	0.00086	438	34	421	6	418	5
HL-6TW-11	182.968 66	174.88	278.25	0.63	0.163 8	0.001 73	11.373 92	0.120 32	0.503 59	0.005 09	2 495	8	2 554	10	2 629	22
HL-6TW-12	62.720 11	631.34	705.88	0.89	0.057 86	0.000 79	0.544 57	0.007 26	0.068 26	0.00071	524	14	441	5	426	4
HL-6TW-13	55.577 02	288.19	696.72	0.41	0.055 87	0.000 79	0.521 93	0.007 24	0.067 74	0.00071	447	14	426	5	423	4
HL-6TW-14	165.637 99	161.21	275.45	0.59	0.16075	0.0017	10.181 84	0.106 93	0.459 35	0.0046	2 464	8	2451	10	2 437	20
HL-6TW-15	310.968 88	384.68	728.38	0.53	0.112 83	0.001 19	5.305 26	0.055 22	0.340~99	0.003 39	1 845	8	1870	6	1891	16
HL-6TW-16	39.854 22	376.9	453.41	0.83	0.054 16	0.000 99	0.51043	0.009 02	0.068 35	0.00075	378	21	419	9	426	5
HL-6TW-17	211.668 82	226.43	337.64	0.67	0.161 19	0.00171	10.432 69	0.108 97	0.469 37	0.00468	2 468	8	2 474	10	2 481	21
HL-6TW-18	16.151 66	103.65	303.07	0.34	0.051 64	0.000 8	0.329 83	0.00499	0.04632	0.00049	270	17	289	4	292	б
HL-6TW-19	187.785 96	159.58	304.43	0.52	0.162 61	0.001 73	10.621 33	0.110 93	0.473 67	0.00471	2 483	8	2 491	10	2 500	21
HL-6TW-20	108.378 69	203.95	246.97	0.83	0.110 53	0.001 19	4.939 86	0.052 31	0.3241	0.003 22	1 808	6	1809	6	1 810	16
HL-6TW-21	44.883 06	409.05	692.03	0.59	0.053 58	0.000 67	0.401 63	0.004~91	0.054 36	0.00055	353	12	343	4	341	б
HL-6TW-22	310.288 45	337.12	755.5	0.45	0.111 84	0.001 18	5.066 54	0.052 28	0.328 52	0.003 23	1 830	8	1831	6	1 831	16
HL-6TW-23	146.742 97	143.78	235.26	0.61	0.162 04	0.001 78	10.439 84	0.112 26	0.467 22	0.0047	2 477	8	2475	10	2 471	21
HL-6TW-24	37.470 48	55.45	52.13	1.06	0.168 89	0.002 67	11.3314	0.177 15	0.486 54	0.00624	2 547	12	2551	15	2 556	27
HL-6TW-25	21.749 59	93.65	206.22	0.45	0.058 32	0.002 19	0.672 9	0.024 23	0.083 67	0.00131	542	51	522	15	518	8
HL-6TW-26	74.782 77	136.35	946.08	0.14	0.059 48	0.00126	0.564 93	0.01149	0.068 87	0.0008	585	25	455	7	429	5
HL-6TW-27	391.932 67	818.2	964.51	0.85	0.109 09	0.003 14	4.284 08	0.113 41	0.284 83	0.003 2	1 784	54	1690	22	1 616	16
HL-6TW-28	106.79042	553.84	1 308.16	0.42	0.055 18	0.00072	0.513 6	0.00647	0.067 49	0.000 68	420	13	421	4	421	4

表1 辉绿岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

292

西北地质 NORTHWESTERN GEOLOGY

2025 年

据进行统计分析。测试分析样品的锆石阴极图像 CL 显示了辉绿岩锆石有两类:一类长柱状锆石,具有较 宽的黑色增生边和短柱状锆石,可见亮边或黑边,具 有清晰的核幔结构特征,其中核部为较宽的韵律环 带,边部为薄的黑色边,表明这些锆石为捕获锆石。 二类锆石组成均匀,呈近等粒状、短柱状,但少量发 生了碎裂,大小略有变化,粒径介于 80~120 μm,个 别粒度较大,发育清晰的韵律环带结构(图 3),Th/U 含量为 0.42~0.92,比值较高(>0.40),与典型的岩浆 锆石特征一致。数据点均落在谐和线上及附近,说 明没有发生明显的 Pb 丢失。若不考虑孤立 7 个年龄 数据,本次测试年龄主要划分为 3 组:第一组样品的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为(424±2.7) Ma,(MSWD=0.49, n=11), 代表辉绿岩的结晶年龄(即形成年龄),时代为晚志 留世(图 4b);第二组样品的锆石²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄为 (1 842±42) Ma(MSWD=4.3, n=5)(图 4c);第三组样品 的锆石²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄为(2 242±19) Ma(MSWD=0.75, n=5)(图 4d)。



图3 辉绿岩 HL-6TW 样品锆石的阴极发光 CL 图像 Fig. 3 CL image of diabase HL-6TW zircon sample

4.2 岩石地球化学特征

4.2.1 主量元素特征

辉绿岩 9件样品(PM101-8DH₁、HL-1DH~HL-8DH)主量元素分析结果显示(表 2): 烧失量 LOI 含量为 1.04%~5.24%, SiO₂含量为 47.23%~50.18%, 平均为 48.07%; Al₂O₃含量为 12.55%~14.58%, 平均含量为 13.20%; MgO 含量为 4.26%~7.14%, 平均含量为 5.88%; Na₂O 含量为 2.13%~3.36%, 平均含量为 2.77%; K₂O 含量为 0.74%~1.88%, 平均含量为 1.09%, K₂O/Na₂O 值为 0.17~0.62, 平均为 0.40, 显著富 Na, 类似板 内玄武岩, K₂O+Na₂O 含量介于 3.16%~5.20%, 反映岩 石后期发生了不同程度的蚀变作用。TiO₂含量介于 1.74%~3.24%, 平均值为 2.62%, 明显高于大洋拉斑玄 武岩平均值(1.44%)、岛弧拉斑玄武岩 TiO₂ 值(0.84%),

与板内玄武岩一致。在 TAS 岩浆岩岩石类型判别图 中(图 5a),全部落入辉长/辉绿岩区,与薄片鉴定命名 一致。在 SiO₂-FeO^T/MgO 图解(图 5b)中,辉绿岩落在 亚碱性拉斑系列区。主量元素整体具有高 Fe、Ti,富 Na,贫 K 的特征。

4.2.2 稀土与微量元素特征

在稀土元素球粒陨石标准化配分图解上(图 6a), 辉绿岩表现出 LREE 略富集的右倾分配模式,稀土 元素总量 Σ REE 为 90.50×10⁻⁶~299.62×10⁻⁶,平均值 为 181.99, (La/Yb)_N为 3.47~14.32,平均值为 6.57, (La/Sm)_N为 1.64~3.78,平均值为 2.58,重稀土内基本 不分馏,部分样品具有较弱的 Eu 负异常或正异常 (δ Eu=0.73~1.13),这与岩石含有较多的斜长石有关。 在微量元素蛛网图上(图 6b),辉绿岩的微量元素分布



图4 辉绿岩锆石 U-Pb 年龄谐和图 Fig. 4 U-Pb diagrams of concordia and weighted mean ages for zircons

表 2	辉绿岩主量(?	6)、微量	、稀土元素(10 ⁻⁶)分析结果
			• • • • • • • • • • • • •	

1a0.2 Analysis results of major (70), trace and rate earth elements (10) find that a	Tab. 2	Analysis results of major (%)), trace and rare earth elements (10^{-6}) in	diabase
--	--------	-------------------------------	---	---------

样品编号	PM101-8DH1	HL-1DH	HL-2DH	HL-3DH	HL-4DH	HL-5DH	HL-6DH	HL-7DH	HL-8DH
SiO ₂	47.23	50.18	47.43	47.77	47.83	49.8	46.73	47.61	48.03
TiO ₂	1.74	2.35	2.92	1.75	2.61	3.14	3.08	2.78	3.24
Al_2O_3	14.05	12.55	13	14.58	12.74	12.71	13.62	12.91	12.67
TFe_2O_3	12.39	11.94	16	12.54	16.42	14.96	14.58	14.31	15.44
MnO	0.19	0.17	0.23	0.19	0.25	0.22	0.23	0.19	0.18
MgO	6.82	6.43	5.27	7.14	6.42	4.26	6.24	5.41	4.96
CaO	10.74	6.28	9.65	10.95	6.38	7.41	8.89	10.29	8.12
Na ₂ O	2.85	2.92	2.48	2.13	2.16	3.32	3.36	2.34	3.36
K_2O	0.84	1.68	0.74	1.03	1.34	1.88	0.57	0.91	0.78
P_2O_5	0.19	0.26	0.37	0.21	0.48	0.41	0.51	0.39	0.39
LOI	2.62	5.24	1.04	1.90	3.40	2.37	1.34	1.55	2.02
TOTAL	99.66	100.00	99.13	100.19	100.03	100.48	99.15	98.69	99.19
Li	152.08	32.90	13.96	15.52	16.50	16.87	11.19	15.47	19.67
La	12.17	41.35	24.14	29.61	25.13	25.82	58.22	31.32	38.15
Ce	30.71	86.05	55.85	59.05	56.72	57.85	118.80	69.17	82.33
Pr	4.23	10.34	7.37	6.58	7.32	7.46	13.83	8.85	10.36
Nd	18.86	41.38	32.48	25.23	33.36	32.56	54.64	38.27	43.26
Sm	4.66	7.63	7.62	4.92	7.48	7.21	11.12	8.52	10.08

									续表 2
样品编号	PM101-8DH1	HL-1DH	HL-2DH	HL-3DH	HL-4DH	HL-5DH	HL-6DH	HL-7DH	HL-8DH
Eu	1.61	2.42	2.71	1.74	2.74	2.65	2.72	2.69	2.83
Gd	5.05	6.89	8.64	5.63	8.72	6.98	11.31	9.32	10.77
Tb	0.81	0.92	1.37	0.82	1.44	1.02	1.80	1.35	1.61
Dy	5.06	5.18	8.39	4.85	9.15	5.89	11.09	8.18	9.63
Но	1.01	0.93	1.69	0.99	1.91	1.09	2.19	1.60	1.96
Er	2.98	2.34	4.71	2.68	5.59	2.97	6.30	4.50	5.58
Tm	0.41	0.34	0.63	0.41	0.78	0.38	0.91	0.65	0.80
Yb	2.51	2.07	4.47	2.38	5.40	2.56	5.78	4.16	5.09
Lu	0.42	0.31	0.66	0.37	0.80	0.37	0.90	0.57	0.72
Y	24.13	21.81	39.84	22.71	44.86	25.52	52.55	37.72	46.94
ΣREE	90.50	208.14	160.73	145.26	166.55	154.79	299.62	189.12	223.17
LREE	72.24	189.17	130.17	127.13	132.76	133.53	259.33	158.81	187.01
HREE	18.26	18.98	30.56	18.12	33.79	21.26	40.29	30.32	36.17
LREE/HREE	3.96	9.97	4.26	7.01	3.93	6.28	6.44	5.24	5.17
$(La/Yb)_{N}$	3.47	14.32	3.87	8.92	3.34	7.24	7.23	5.40	5.37
δEu	1.01	1.00	1.02	1.01	1.03	1.13	0.73	0.92	0.82
δCe	1.05	0.99	1.02	0.99	1.01	1.01	0.99	1.00	1.00
Li	22.00	32.90	13.96	15.52	16.50	16.87	11.19	15.47	19.67
Be	0.41	1.49	1.23	0.72	0.81	0.65	2.63	1.36	1.82
Sc	38.43	27.63	32.97	29.00	43.05	26.13	31.54	35.58	28.96
V	295.10	273.13	406.23	271.99	340.19	295.18	341.59	366.63	400.37
Cr	200.39	271.56	43.62	136.57	91.70	97.13	54.23	76.02	43.80
Со	46.54	38.07	47.23	46.41	45.36	45.63	39.10	49.82	42.65
Ni	83.00	99.09	37.80	78.60	32.96	73.97	37.72	55.17	46.57
Cu	74.79	76.51	54.46	71.39	53.75	76.30	178.45	117.35	109.22
Zn	80.94	141.15	128.48	87.47	126.17	106.60	390.70	90.71	99.14
Ga	16.54	16.91	21.43	17.71	19.21	18.37	21.03	19.81	21.09
Rb	37.93	76.88	40.82	65.69	57.56	26.73	89.17	31.13	36.87
Sr	227.50	319.73	272.86	489.31	251.63	306.97	339.90	247.93	231.69
Zr	84.48	188.69	175.76	101.50	165.19	141.18	350.64	206.27	258.49
Nb	9.20	20.10	18.70	8.40	17.92	16.74	52.64	26.96	31.24
Мо	0.29	0.46	0.91	0.45	0.54	0.98	2.32	1.33	1.56
Cd	0.08	0.24	0.13	0.14	0.12	0.12	0.35	0.09	0.11
In	0.06	0.10	0.11	0.07	0.12	0.10	0.13	0.11	0.12
Cs	0.49	1.11	0.98	0.40	0.62	0.72	0.46	0.78	0.39
Ba	364.57	931.24	400.22	657.53	512.96	329.56	604.25	326.51	300.15
Hf	2.37	5.37	5.03	2.92	4.99	4.01	9.49	5.82	7.36
Та	0.69	1.26	1.20	0.55	1.21	1.10	3.56	1.79	2.09
Pb	1.84	39.57	5.02	6.43	4.88	3.19	6.21	4.36	5.84
Bi	0.01	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Th	1.82	6.15	5.96	7.04	2.82	5.23	9.47	3.60	4.53
U	0.57	1.35	0.93	0.52	0.91	0.74	2.10	1.22	1.34



图5 TAS 岩石分类命名图解(a)(底图据 Cox et al., 1979)及 FeO^T/MgO-TiO₂ 图解(b)(底图据 Miyasiro, 1974) Fig. 5 (a) Illustration of TAS rock classification and nomenclature and (b) FeO^T/MgO-TiO₂ illustration





形式表现为富集大离子亲石元素(如 Rb、Ba),明显亏损 Nb-Ta 以及无明显 Ti 元素亏损。辉绿岩的不相容元素比值 Zr/Nb=6.66~12.08, Nb/Ta=13.32~16.0, Zr/Hf=31.14~37.00。总体上辉绿岩表现出板内拉斑玄武岩相似稀土和微量分布形式。

5 讨论

5.1 源区性质及构造背景

镁铁质岩石通常起源于岩石圈地幔或软流圈地 幔,起源于岩石圈地幔的岩石通常相对原始地幔富集 LILE和LREE,亏损HFSE(如Nb、Ta和Ti),而起源 于软流圈地幔的物质通常富集LILE和HFSE(Sklyarov et al., 2003),本区辉绿岩样品相对于原始地幔富 集LILE(Rb、Ba、K),亏损HFSE(如Nb、Ta和P),表 明本区辉绿岩应起源于岩石圈地幔。并且辉绿岩的 Sm/Nd 值为 0.20~0.25,略低于 MORB 的范围(平均 值 0.32)(Anderson, 1994),也表明岩浆源区主体属于 岩石圈地幔。其较低的 Nb/Zr 值(0.002~0.006),暗示 岩浆源区可能为亏损地幔(Saunders et al., 1992; Kieffer *et al.*, 2004)。但样品的 Sr 含量(227.50×10⁻⁶~ 489.31×10⁻⁶,平均值为 299×10⁻⁶)显著高于地幔值 (17.8×10⁻⁶,据 Taylor et al., 1985),指示其岩浆源区并 非单一来自地幔,可能受到围岩混染或俯冲板片流体 交代作用的影响(McCulloch et al., 1991; Hawkesworth et al., 1993)。高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 在蚀变和 变质作用过程中具有良好的稳定性,是源区性质和 岩石成因的良好示踪剂。辉绿岩的 Nb/Ta 值变化 于 13.33~15.95,平均值为 15.00,且 Zr/Hf 值变化于 33.10~36.95,平均值为 35.14,其 Nb/Ta 与 Zr/Hf 值分 别与大陆地壳值相近(Nb/Ta=11, Zr/Hf=33, 据 Taylor et al., 1985), 而低于洋中脊玄武岩值(Nb/Ta=17.7, Zr/Hf=36.1, 据 Sun et al., 1989), 指示辉绿岩受到明显的地壳 混染的影响。辉长岩中 Ce /Pb 值为 2.17~19.13, 平均 为 13.11, 而地壳中 Ce/Pb 值 < 15, 典型地幔 Ce/Pb= 25±5(Hofmann et al., 1986), 显示岩体受到同化混染作 用; Nb/U、Nb/La 值可作为判别地壳混染的标志, Nb/La 值为0.28~0.90(小于1), Nb/U 值为14.89~25.07, 低于洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩 Nb/U 值(47±10)及 原始地幔 Nb/U 值(平均值 33.59), 而略高于大陆地壳 8.93(Taylor et al., 1985), 反映岩浆在上升过程中有陆 壳物质的加入。综上所述, 棋盘辉绿岩起源于岩石圈 地幔, 岩浆在演化过程中遭受了地壳物质的同化混染 作用。

辉绿岩具有相对稳定的矿物组成和化学组成,且 具有相对较高的 MgO 含量,并富含 Cr 和 Co 等相容 元素,暗示岩浆没有经历明显的结晶分异(张海军, 2018),它基本上代表了原始岩浆的组成,而相对不高 的 Ni 含量则反映了地幔源区的不均一。尽管部分熔 融程度、岩浆上升或滞留过程中结晶分异和陆壳混染

等因素均对玄武质岩石最终的化学组成有影响,但源 区性质是制约化学组成的最关键因素, 厘定玄武质岩 石的源区对理解不均一性具有重要的意义。辉绿岩 具有相对较低的总碱含量(Na,O+K,O=3.16%~4.60%), 属于典型的板内基性岩浆岩,因此它不是碳酸盐化橄 榄岩、角闪岩部分熔融的产物,但是相对较低的 CaO 含量(6.28%~10.74%), 排除它是纯地幔橄榄岩部分 熔融产物的可能。同时,岩石具有较高 FeO/(CaO-3MgO)/SiO2值(0.6~1.48), 暗示其源区以辉石部分熔 融为主,在图7中,辉绿岩投影点落在辉石区,但也均 靠近橄榄石区域,表明橄榄石也对该类岩石的形成具 有重要的贡献。Dy/Yb 是诊断源区特征的重要地球化 学指标,如果部分熔融发生在石榴石稳定区,其熔体 的 Dy/Yb 值大于 2.5, 如果熔融作用发生在尖晶石稳 定区,其熔体的 Dy/Yb 值小于 1.5(Jiang, 2013)。本区 辉绿岩的 Dy/Yb 值介于 1.89~2.50, 暗示原始岩浆源 区以尖晶石二辉橄榄岩为主,并有少量石榴子石,这 与La/Yb-Dy/Yb 谐变图主要靠近尖晶石二辉橄榄岩 (图 8)一致。因此,其原始岩浆源区可能主要为尖晶 石二辉橄榄岩源区,并有少量石榴子石混合。



图7 辉绿岩 Fe/Mn-CaO(a)、Fe/Mn-MgO(b)、Fe/Mn-Fe₂O₃^T(c)和 Fe/Mn-MnO(d)源区判别图解(底图据 Li, 2016) Fig. 7 (a) Fe/Mn-CaO, (b) Fe/Mn-MgO, (c) Fe/Mn-Fe₂O₃^T and (d) Fe/Mn-MnO identification diagrams of source regions of diabase

调查区辉绿岩脉呈直立、平行排列或者"共轭" 状产出的岩墙群,它是伸展构造的重要样式,代表一 次规模巨大的幔源岩浆事件,前人将其划为早古生代 塔里木板块与西昆仑构造带俯冲碰撞后伸展的产物。 辉绿岩样品全部组成低缓右倾型,轻重稀土分异较小, 铕负异常不明显,具大陆拉斑玄武岩特征。不相容元



图8 辉绿岩的 La/Yb-Dy/Yb 图解(据 Bogaard et al., 2003) Fig. 8 Illustration of La/Yb-Dy/Yb of diabase

素 K, Rb, U, Ba 富集, 高场强元素 Nb, Ta, Zr, Hf 无 富集, Ti 亏损不明显, Nb, Ta, Th 表现为有明显负异常, U 富集可能指示有地壳物质加入, 其较高的 Nb/Y 值 (0.37~0.71), 相对稳定的 Zr/Hf(33.10~36.95)和 Nb/Ta (13.33~15.95)等比值, 都表明辉绿岩的大陆板内特征 显著。辉绿岩整体显示板内玄武岩特征, 分布型式为 裂谷属性(Condie, 1989; Wilson, 1989), 且 Yb-Th/Ta 图 解中(图 9), 投影点主要落在板内火山岩区域, 且靠近 活动大陆边缘, 说明调查区内辉绿岩脉形成于板内 环境。





5.2 锆石年代学意义及岩浆事件

西昆仑古洋盆(原特提斯洋)于南华纪—寒武纪 在西昆仑地块北缘开始拉张裂解,形成以柯岗、其曼 于特、库地蛇绿岩为代表的寒武纪蛇绿岩带(年龄 503~526 Ma)(肖序常等,2003;韩芳林,2006;李天福 等,2014)。晚寒武世洋盆发展达到顶峰,开始俯冲消 减,形成了一系列加里东早期岛弧岩浆岩(128 km 岩 体、阿卡孜岩体、要龙岩体、大同西岩体帕合堡岩体 I型俯冲(同碰撞)花岗岩(袁超等,2003;计文化等, 2007;廖世勇等, 2010;刘成军, 2015),其中,以阿喀 孜花岗岩体(456±2)Ma和赛图拉石英闪长岩体(452± 2 Ma)为代表(陶再礼等, 2022),年龄集中在 499~449 Ma, 洋壳俯冲作用至少持续到 450~470 Ma(Yuan et al., 2002)。昆仑洋盆的闭合是以洋盆沿柯岗结合带一线 俯冲消减形式完成的,并形成同期复合岩浆弧,俯冲 消减过程中区内岩浆活动各个序列各自构成了由中 性-酸性的同源岩浆演化序列。晚志留世,塔里木微 板块和西昆仑构造带发生陆--陆碰撞,晚志留世"S" 型同碰撞、后碰撞的过铝质碱性花岗侵入岩,其中以 半德尔岩体、布隆岩体 S 型花岗岩(441±2 Ma)(王超 等,2013),反映了大陆隆起作用,标志着古柯岗洋消 亡,塔里木微板块和西微板块碰撞拼合在一起。棋盘 一带晚志留世---早泥盆世,进一步俯冲碰撞,发生垂 向增生,发生造山期后伸展作用,大量辉绿岩脉群产 出,暗示了整个造山作用的结束,本次获得的辉绿岩 结晶年龄为(424±2.7) Ma, 比刘鑫等(2016)获得的古 元古代花岗岩体中辉绿岩脉年龄较老(408.5±7.3) Ma, 代表了原特提斯洋构造旋回的结束。

此外,本次获得锆石 U-Pb 年龄,具有明显集中的 两组捕获锆石年龄,第一组捕获锆石年龄为(2242± 19) Ma(MSWD=0.75, n=5), 与塔里木西南缘古元古代 赫罗斯坦杂岩(主要为一套 2.4~2.3 Ga 的花岗质片麻 岩)(Zhang, 2013), 及侵入东部喀拉喀什群斜长角闪 岩(锆石 U-Pb 年龄 2480 Ma)中的变辉绿岩中(锆石 U-Pb年龄 2 200 Ma)(王向利等, 2010)同位素年龄一致, 表明铁克里克陆块确实存在古元古代基底。第二 组捕获锆石年龄为(1842±42) Ma(MSWD=4.3, n=5) (图 2b),指示古元古代晚期 Columbia 超大陆裂解的 岩浆和构造记录。Zhao 等(2003)认为 2.1~1.8 Ga 全 球范围内发生了大规模的俯冲碰撞事件,各个古老克 拉通拼合形成了 Columbia 超大陆。而塔里木克拉通 南缘的欧龙布鲁克微陆块中获得变质表壳岩达肯大 坂岩群(变质年龄 1.95~1.91 Ga), 深熔成因的长英质 浅色体(形成年龄 1.94 Ga)(刘东晓等, 2017), 以及形 成于活动大陆边缘或弧后伸展等构造环境的 A2 型 花岗岩(锆石年龄为1.95 Ga),代表了 Columbia 超大 陆裂解有关的构造热事件。欧龙布鲁克微陆块中环 斑花岗岩(1.78 Ga)和基性岩墙(1.85 Ga)及塔里木周 缘 1.85 Ga 的陆内伸展环境形成的 A2-A1 型花岗样的 发现(张永旺等, 2021),则指示了 Columbia 超大陆裂 解,与华北克拉通周缘代表 Columbia 超大陆裂解的

1.70~1.85 Ga的A型花岗岩(张健等, 2014)的年龄基本一致,本次获得的捕获年龄(1842±42) Ma代表了 塔里木克拉通古元古代晚期的岩浆和构造记录。

6 结论

(1)叶城一带辉绿岩呈直立、平行排列或者"共 轭"状产出的岩脉群状产出,主量元素具有高Fe、Ti, 富Na,贫K的特征,属于亚碱性拉斑玄武岩系列。辉 绿岩表现为LREE略富集的右倾分配模式,具较弱Eu 异常,明显亏损Nb-Ta以及不明显Ti元素亏损,富集 大离子亲石元素,相对亏损高场强元素,具有板内玄 武岩特征。

(2)辉绿岩形成于板内拉张环境,地球化学属性 表明其源区具亏损地幔特征,并受俯冲流体或熔体交 代混染,原始岩浆源区主要为尖晶石二辉橄榄岩 源区。

(3)笔者获得辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为(424±2.7)Ma,形成于晚志留世,结合西昆仑区 域构造演化,认为该时期处于造山期后阶段,代表了 原特提斯洋构造旋回的结束。辉绿岩中含有大量继 承锆石,第一组继承锆石年龄为(2242±19)Ma,代表 铁克里克原始古陆的结晶基底,第二组继承锆石年龄 为(1842±42)Ma,代表了塔里木克拉通古元古代晚期 的岩浆和构造记录。

致谢:对参加野外调查工作的中国冶金地质总 局西北地质勘查院吴锋工程师及魏加斌、郑天天等 技术员,在此表示衷心的感谢。同时感谢评审专家 提出的宝贵意见。

参考文献(References):

- 邓万明. 喀喇昆仑—西昆仑地区蛇绿岩的地质特征及其大地构 造意义[J]. 岩石学报, 1995, 11(z1): 98-111.
- DENG Wanming. Geological Features of Ophiolite and Tectonic Significance in the Karakorum-West Kunlun Mts. [J]. Acta Petrologica Sinica, 1995, 11(z1): 98–111.
- 葛荣峰,朱文斌,周腾,等.塔里木克拉通太古宙大陆起源:进展 与问题[J].西北地质,2024,57(6):1-24.
- GE Rongfeng, ZHU Wenbin, ZHOU Teng, et al. Origin of Archean Continental Crust in the Tarim Craton: Progresses and Issues[J]. Northwestern Geology, 2024, 57(6): 1–24.
- 韩芳林. 西昆仑增生造山带演化及成矿背景 [D]. 北京: 中国地 质大学 (北京), 2006: 1-232.

- HAN Fanglin. Evolution and mineralization background of West Kunlun orogenic belt[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2006: 1–232.
- 计文化,周辉,李荣社,等.西昆仑新藏公路北段古-中生代多期 次构造-热事件年龄确定[J].地球科学:中国地质大学学报, 2007,32(5):671-680.
- JI Wenhua, ZHOU Hui, LI Rongshe, et al. The deformation age of Palaeozoic-Mesozoic tectonic alongnorth Xin-Zang road in west Kunlun[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2007, 32(5): 671–680.
- 姜春发, 王宗起, 李锦轶. 中央造山带开合构造 [M]. 北京: 地质 出版社, 2000, 1-154.
- JIANG Chunfa, WANG Zongqi, LI Jinyi. Open and close structure of Central Orogenic Belt[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000, 1–154.
- 李荣社,徐学义,计文化.对中国西部造山带地质研究若干问题 的思考[J].地质通报,2008,27(12):2020-2025.
- LI Rongshe, XU Xueyi, JI Wenhua. Some problems of geological study in the western China orogenic belt[J]. Geological Bulletin of China, 2008, 27(12): 2020–2025.
- 李天福,张建新.西昆仑库地蛇绿岩的二辉辉石岩和玄武岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其意义[J]. 岩石学报,2014,30(8):2393-2401.
- LI Tianfu, ZHANG Jianxin. Zircon LA-ICP-MS U-Pb ages of webserite and basalt in Kudi ophiolite and the implication, West Kunlun[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30(8): 2393–2401.
- 廖世勇. 西昆仑古生代花岗岩成因与造山带演化 [D]. 南京: 南 京大学, 2010, 1-120.
- LIAO Shiyong. Genesis and orogenic evolution of Paleozoic granites in the West Kunlun Mountains[D]. Nanjing: Nanjin University, 2010, 1–120.
- 刘鑫,朱志新,郭瑞清,等.塔里木南缘铁克里克地区西段晚古 生代辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地球科学,2016,51(3):794-805.
- LIU Xin, ZHU Zhixin, GUO Ruiqing, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and its geological significance for the Late Paleozoic diabase from the west part of Tiekelike area, South Tarim[J]. Earth Science, 2016, 51(3): 794–805.
- 刘成军. 西昆仑造山带 (西段) 及周缘早古生代—早中生代物质 组成与构造演化 [D]. 西安: 长安大学, 2015: 1-210.
- LIU Chengjun. Material composition and tectonic evolution of the West Kunlun orogenic belt and its periphery from early Paleozoic to early Mesozoic[D]. Xi'an: Chang'an University, 2015, 1–210.
- 刘东晓,王玉玺,贾志磊,等.塔里木克拉通 Columbia 聚合后大 陆裂解的高热事件痕迹[J].兰州大学学报(自然科学版), 2017,53(6):727-731.
- LIU Dongxiao, WANG Yuxi, JIA Zhilei, et al. Traces of high heat events of continental cleavage after Tarim craton Columbia polymerization[J]. Journal of Lanzhou University(Natural Science Edition), 2017, 53(6): 727–731.
- 柳坤峰, 王永和, 姜高磊, 等. 西昆仑新元古代中生代沉积盆地 演化[J]. 地球科学, 2014, 39(8): 987-999.

- LIU Kunfeng, WANG Yonghe, JIANG Gaolei, et al. Evolution of neoproterozoic-mesozoic sedimentary basins of West Kunlun area[J]. Earth Sciences, 2014, 39(8): 987–999.
- 陆松年.从罗迪尼亚到冈瓦纳超大陆—对新元古代超大陆研究 几个问题的思考[J].地学前缘,2001,8(4):442-449.
- LU Songnian. From Rodinia to Gondwana Supercontinent: Reflections on Several Issues in the Study of Neoproterozoic Supercontinents[J]. Frontiers of Geoscience, 2001, 8(4): 442–449.
- 陶再礼, 尹继元, 袁超, 等. 西昆仑造山带晚奥陶世侵入岩的岩石成因: 对原特提斯洋俯冲过程的制约[J]. 岩石学报, 2022, 38(11): 3321-3340.
- TAO Zaili, YIN Jiyuan, YUAN Chao, et al. Petrogenesis of Late Ordovician intrusive rocks in the WestKunlun orogenic belt: Constraints on thesubduction process of the Proto-Tethys Ocean[J]. Acta Petrologica Sinica, 2022, 38(11): 3321–3340.
- 王超,刘良,何世平,等.西昆仑早古生代岩浆作用过程:布隆花 岗岩地球化学和锆石 U-Pb-Hf 同位素组成研究[J].地质科 学,2013,48(4):997-1014.
- WANG Chao, LIU Liang, HE Shiping, et al. Early Paleozoic magmatic process in West Kunlun: Bloom granite geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopic composition[J]. Chinese Journal of Geology, 2013, 48(4): 997–1014.
- 王向利,高小平,刘幼骐,等.塔里木盆地南缘铁克里克断隆结 晶基底特征[J].西北地质,2010,43(4):95-112.
- WANG Xiangli, GAO Xiaoping, LIU Youqi, et al. Crystal basement feature of Tiekelike fault-uplift at southern margin of Tarim Basin[J]. Northwestern Geology, 2010, 43(4): 95–112.
- 魏博,张旗,吴锋,等.新疆西昆仑北缘叶城棋盘—西河休一带 构造岩浆活动与成矿关系[J].地质与勘探,2018,54(S1): 1327-1337.
- WEI Bo, ZHANG Qi, WU Feng, et al. Tectonic magmatic activity in relation to mineralization in the Yecheng-Xihexiu area, northern margin of the West Kunlun, Xinjiang[J]. Geology and Exploration, 2018, 54(S1): 1327–1337.
- 肖文交, 侯泉林, 李继亮, 等. 西昆仑大地构造相解剖及其多岛 增生过程[J]. 中国科学 (D辑), 2000, 30(z1): 22-28.
- XIAO Wenjiao, HOU Quanlin, LI Jiliang, et al. Anatomy of tectonic facies in West Kunlun and its multi-island hyperplasia process[J]. Science in China (Series D), 2000, 30(z1): 22–28.
- 肖序常, 王军, 苏犁, 等. 再论西昆仑库地蛇绿岩及其构造意义 [J]. 地质通报, 2003, 22(10): 745-750.
- XIAO Xuchang, WANG Jun, SU Li, et al. A further discussion of the Kudi ophiolite, West Kunlun and its tectonic significance[J]. Geological Bulletin of China, 2003, 22(10): 745–750.
- 袁超,孙敏,肖文交,等.原特提斯的消减极性:西昆仑 128 公里 岩体的启示[J].岩石学报,2003,19(3):339-408.
- YUAN Chao, SUN Min, XIAO Wenjiao, et al. The reduced polarity of Proto-Tethys: The enlightenment of the 128 km rock mass in West Kunlun[J]. Journal of Petrology, 2003, 19(3): 339–408.
- 袁四化,潘桂棠,王立全,等.大陆边缘增生造山作用[J].地学前缘,2009,16(3):32-48.
- YUAN Sihua, PAN Guitang, WANG Liquan, et al. Accretionary orogenesis in the active continental margins[J]. Earth Science

Frontiers, 2009, 16(3): 32-48.

- 张传林,马华东,朱炳玉,等.西昆喀喇昆仑造山带构造演化及 其成矿效应[J].地质论评,2019,65(5):1077-1102.
- ZHANG Chuanlin, MA Huadong, ZHU Bingyu, et al. Tectonic evolution and metallogenic effect of West Kunkarakorum[J]. Geological Review, 2019, 65(5): 1077–1102.
- 张海军,李宁波.新疆库尔勒上户地区辉绿岩的地球化学特征 及成因[J].地球化学,2018,47(2):196-208.
- ZHANG Haijun, LI Ningbo. Geochemical features and petrogenesis of the Shanghu diabase, Kuerle, Xinjiang [J]. Geochimica, 2018, 47(2): 196–208.
- 张健,张传林,李怀坤,等.再论塔里木北缘阿克苏蓝片岩的时 代和成因环境:来自锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素的新证据 [J]. 岩石学报,2014,30(11):3357-3365.
- ZHANG Jian, ZHANG Chuanlin, LI Huaikun, et al. Revisit to time and tectonic environment of the Aksu blueschist terrane in Northern Tarim, NW China: New evidence from zircon U-Pb age and Hf isotope[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30(11): 3357–3365.
- 张永旺, 刘汇川, 于志琪, 等. 塔里木克拉通古元古代晚期 A 型 花岗岩成因及对哥伦比亚超大陆演化的指示意义[J]. 岩 石学报, 2021, 37(4): 1122-1138.
- ZHANG Yongwang, LIU Huichuan, YU Zhiqi, et al. Petrogenesis of late Paleoproterozoic A type granites in theTarim Craton and implications for the Columbia assembly and break up[J]. Acta Petrologica Sinica, 2021, 37(4): 1122–1138.
- Anderson D L. Komatites and picrites: Evidence that "plume" source is depleted[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 128(3-4): 303–311.
- Bogaard P J F, Wörner G. Petrogenesis of Basanitic to Tholeiitic Volcanic Rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany [J]. Journal of Petrology, 2003, 44(3): 569–602.
- Boynton W V. Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., ed., Rare Earth Element Geochemistry[J]. Elservier, Amsterdam, 1984: 63-114.
- Condie KC. Plate Tectonics and Crustal Evolution[J]. Oxford Pergamon Press, London, 1989: 476.
- Cox, J C, S A Ross, et al. Rubinstein. Option pricing: A simplified approach[J]. Journal of Financial Economics, 1979, 7(3): 229-263.
- Chen F K, Hegner E, Todt W. Zircon Ages, Nd Isotopic and Chemical Compositions of Orthogneisses from the Black Forest, Germany: Evidencefora Cambrian Magmatic Arc[J]. International Journal of Earth Sciences, 2000, 88: 791–802.
- Chen F K, Siebel W, Satir M, et al. Geochronology of the Karadere Basement(NW Turkey)and Implications for the Geological Evolution of the Istanbul Zone[J]. International Journal of Earth Sciences, 2002, 91: 469–481.
- Gibbons D A., Mueller D R, Zahirovic S, et al. A tectonic model reconciling evidence for the collisions between India, Eurasia and intra-oceanic arcs of the central-eastern Tethys[J]. Gondwana research, 2015, 28(2): 451–492.
- Hawkesworth C J, Gallagher K, Hergt J M, et al. Mantle and slab

contribution in arc magmas[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1993, 21: 175–204.

- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 79(1-2): 33-45.
- Jahn B M, Wu F Y, Chen B. Granitoids of the Central Asianorogenic belt and continental growth in the Phanerozoic[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 2000, 91: 181–193.
- Jia Ruya, Jiang Yaohui, Liu Zheng, et al. Petrogenesis and tectonic implications of early Silurian high-K calc-alkaline granites and their potassic microgranular enclaves, western Kunlun orogen, NW Tibetan Plateau[J]. International Geology Review, 2013, 55(8): 958–975.
- Jiang Y H, Jia R Y, Liu Z, et al. Origin of Middle Triassic high-K calc-alkaline granitoids and their potassic microgranular enclaves from the western Kunlun orogen, Northwest China: A record of the closure of Paleo-Tethys[J]. Lithos, 2013, 156-159: 13–30.
- Li Y Q, Ma C Q, Robinson P T, et al. Petrology and Geochemistry of Cenozoic intra-plate basalts in east-central China: constraints on recycling of an oceanic slab in the source region[J]. Lithos, 2016: 27–43.
- Liao Shiyong, Jiang Yaohui, Jiang Shaoyong, et al. Subducting sediment-derived arc granitoids: evidence from the Datong pluton and its quenched enclaves in the western Kunlun orogen, Northwest China [J]. Mineralogy& Petrology, 2010, 100(1): 55–74.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins[J]. America Journal of Science, 1974, 274: 321–355.
- McCulloch M T, Gamble J A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 102(3): 358–374.
- Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plumelithosphere interaction[J]. In: Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J (eds). Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society Special Publication, London, 1992, 68: 41–60.
- Schandl E S. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments[J]. Economic Geology, 2002, 97(3): 629–642.
- Sun, S S. McDonough W F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A D, Norry, M J, eds., Magmatism in the Ocean Basins[J]. Geological Society of London, 1989: 313-345.
- Sklyarov E V, Gladkochub D P, Mazukabzov A M, et al. Neoproterozoic mafic dikeswarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif, southern Siberiancraton[J]. Precambrian Research, 2003, 122(1): 359–376.
- Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications,

1985: 57-72.

- Kieffer B, Arndt N, Lapierre H. Fllod and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell[J]. Petrol, 2004, 45(4): 793–834.
- Wang P, Zhao G C, Liu Q, et al. Slab-controlled progressive evolution of the Kudi back-arc ophiolite in response to the rollback of the Proto-Tethys oceanic slab, in Western Kunlun, NW Tibetan Plateau[J]. Lithos, 2020, 105(887); 380–381.
- Wang P, Zhao G C, Han Y G, et al. Petrogenesis of Ordovician granitoids in Western Kunlun, NW Tibetan Plateau: Insights into the evolution of the Proto-Tethys Ocean[J]. Geological Society of America Bulletin, 2021, 133(5-6): 1071–1089.
- Wang Z H. Tectonic evolution of the western Kunlun orogenic belt, western China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2004, 24(2): 153–161.
- Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989, 1-464.
- Xiao W, Han F, Windley B F. Multiple Accretionary Orogenesis and Episodic Growth of Continents: Insights from the Western Kunlun Range, Central Asia[J]. International Geology Review, 2003, 45(4): 303–328.
- Yin A , Harrison T M. Geologic evolution of the Himalyan-Tibetan orogen[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2000, 28(1): 211–280.
- Yin J, Xiao W, Sun M, et al. Petrogenesis of Early Cambrian granitoids in the western Kunlun orogenic belt, Northwest Tibet: Insight into early stage subduction of the Proto-Tethys Ocean[J]. Geological Society of America Bulletin, 2020, 132(9-10): 2221–2240.
- Yuan Chao, Sun Min, Zhou Meifu, et al. Tectonic Evolution of the West Kunlun: Geochronologic and Geochemical Constraints from Kudi Granitoids[J]. International Geology Review, 2002, 44(7): 653–669.
- Yuan Honglin, Gao Shan, Liu Xiaoming, et al. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry[J]. Geostandards & Geoanalytical Research, 2004, 28(3): 353–370.
- Zhang C L, Zou H B, Li H K. Tectonic framework and evolution of the Tarim Block in NW China[J]. Gondwana Research, 2013, 23(4): 1306–1315.
- Zhang Chuanlin, Zou Haibo, Ye Xiantao, et al. Tectonic evolution of the NE section of the Pamir Plateau: New evidence from field observations and zircon U-Pb geochronology[J]. Tectonophysics, 2018a, 723: 27–40.
- Zhang C L, Zou H B, Ye X T, et al. Timing of subduction initiation in the Proto-Tethys Ocean: Evidence from the Cambrian gabbros from the NE Pamir Plateau[J]. Lithos, 2018b, 314-315: 40-51.
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Assembly, Accretion and Breakup of the Paleo-Mesoproterozoic Columbia Supercontinent: Records in the North China Craton[J]. Gondwana Research, 2003, 6(3): 417–434.