

田亚洲, 杨经绥, 王云鹏, 等. 新疆西准噶尔木哈塔依蛇绿混杂岩年代学和地球化学研究及构造意义[J]. 中国地质, 2015, 42(2): 379–395.
Tian Yazhou, Yang Jingsui, Wang Yunpeng, et al. Geochronological and geochemical study of the Muhatayi ophiolitic mélange in West Junggar, Xinjiang, and its tectonic implication[J]. Geology in China, 2015, 42(2): 379–395(in Chinese with English abstract).

新疆西准噶尔木哈塔依蛇绿混杂岩年代学和地球化学研究及构造意义

田亚洲¹ 杨经绥¹ 王云鹏² 赵一珏² 连东洋³ 张 岚² 李 源¹

(1. 大陆构造与动力学国家重点实验室地幔研究中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 3. 中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

摘要:木哈塔依蛇绿混杂岩位于新疆西准噶尔达拉布特蛇绿岩带北东端, 蛇绿岩组合包括蛇纹石化及石英菱镁岩化方辉橄榄岩、玄武岩和硅质岩, 蛇绿岩中侵入有辉长岩脉。对蛇绿岩开展了详细的岩相学、岩石地球化学、锆石 U–Pb 年代学和 Hf 同位素研究。玄武岩和辉长岩均为低钾拉斑玄武岩系列, 两者同时具有轻稀土富集和弱亏损的 E–MORB 和 N–MORB 的配分曲线, 微量元素具有 Ba、U、K、La、Ce 等 LILE 相对富集, Nb、Ta、Th 等 HFSE 相对亏损的特征, 结合玄武岩中相对稳定的微量元素和氧化物构造判别图解, 认为蛇绿岩形成于弧后盆地。玄武岩 LA–ICP–MS 锆石 U–Pb 同位素年龄为 $(392.5) \pm 2.9$ Ma ($n=26$, MSWD=1.3), 代表蛇绿岩形成年龄。玄武岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 +12.2~+15.1, Hf 同位素地幔模式年龄 $t_{\text{DM}}(407\sim 543$ Ma) 与锆石形成年龄相近, 指示玄武岩直接来源于亏损地幔, 且没有遭受地壳物质的明显混染。地幔岩铬尖晶石化学成分和玄武岩 Dy/Yb–La/Yb 图解表明, 地幔橄榄岩可能为亏损的尖晶石二辉橄榄岩发生 25%~30% 部分熔融的残余, 而熔出的基性熔体为玄武岩和辉长岩的母岩浆。综合研究认为, 达拉布特蛇绿岩所代表的西准噶尔洋盆为准噶尔洋北西俯冲形成的弧后盆地, 洋盆在中志留世就已经存在并开始扩张, 直到早石炭世洋盆依然存在, 晚石炭世洋盆进入俯冲消减和闭合阶段。

关键词:地球化学; 锆石 U–Pb 年龄; Hf 同位素; 木哈塔依蛇绿混杂岩; 西准噶尔; 新疆

中图分类号: P581; P597.3; P547 文献标志码: A 文章编号: 1000–3657(2015)02–0379–17

Geochronological and geochemical study of the Muhatayi ophiolitic mélange in West Junggar, Xinjiang, and its tectonic implication

TIAN Ya-zhou¹, YANG Jing-sui¹, WANG Yun-peng²,
ZHAO Yi-jue², LIAN Dong-yang³, ZHANG Lan², LI Yuan¹

(1. CARMA, State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. School of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

收稿日期: 2014–10–09; 改回日期: 2014–11–18

基金项目: 国家专项项目(201011034)和国家自然科学基金创新研究群体项目(41221061)联合资助。

作者简介: 田亚洲, 男, 1987 年生, 博士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: tianyazhou87@163.com。

通讯作者: 杨经绥, 男, 1950 年生, 研究员, 博士生导师, 从事青藏高原和造山带的岩石大地构造研究; E-mail: yangjsui@163.com。

Abstract: Located in the northeast Darbute ophiolitic mélange, West Junggar, Xinjiang, the Muhatayi ophiolitic mélange consists mainly of harzburgite with serpentinization and silica-carbonate alteration, basalt and chert, together with some intrusive gabbro veins. In this study, petrographic and geochemical analysis, U-Pb dating and Hf isotope study were conducted for ophiolitic mélange. Both of basalt and gabbro in ophiolitic mélange belong to low-potassium tholeiitic series, display typical characteristics of E-MORB and N-MORB, and are enriched in LILE (Ba, U, K, La, Ce) and depleted in HFSE (Nb, Ta, Th). In combination with the discrimination diagrams of immobile trace elements and oxides, the authors hold that the Muhatayi ophiolitic mélange was produced in an arc-basin setting. The LA-ICP-MS U-Pb isotope dating of zircons from basalt yielded an age of (392.5 ± 2.9) Ma ($n=26$, $MSWD=1.3$), which represents the age of ophiolitic mélange. $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of zircons range from +12.2 to +15.1 and $t_{(\text{DM})}$ (407–543 Ma) values are close to the ages of zircons, which indicates that the basaltic magmas were derived from depleted mantle without crustal contamination. The chemical composition of Cr-spinel of harzburgite and the Dy/Yb versus La/Yb of basalt reveal that the harzburgite was the residual after the 25%–30% partial melting of depleted spinel-lherzolite, the mafic melt was the parental magmas of basalt and gabbro. It is thus considered that the west Junggar Basin represented by Darbute ophiolitic mélange was developed in an arc-basin setting resulting from the northwestward subduction of Junggar Ocean, the west Junggar Ocean was spread before Middle Silurian and remained existent in early Carboniferous, and then the oceanic basin experienced the stage of subduction and closure.

Key words: geochemistry; zircon U-Pb; Hf isotope; Muhatayi ophiolitic mélange; West Junggar, Xinjiang

About the first author: TIAN Ya-zhou, male, born in 1987, doctor candidate, majors in the study of mineralogy, petrology and ore deposits; E-mail: tianyazhou87@163.com.

About the corresponding author: YANG Jing-sui, male, born in 1950, professor, supervisor of doctor candidates, mainly engages in the study of petrology and tectonics of Tibet and orogenic belts; E-mail: yangjsui@163.com.

新疆准噶尔地区位于中亚造山带的腹地,受北部西伯利亚板块、南部塔里木板块和西部哈萨克斯坦板块的共同作用,是中亚造山带的重要组成部分^[1-5]。晚古生代期间,该区经历了古亚洲次级洋盆的扩张、俯冲、闭合、消亡的过程^[1],在东西准噶尔形成了数条蛇绿岩带,比较典型的包括东准噶尔的阿尔曼泰蛇绿岩、卡拉麦里蛇绿岩以及西准噶尔的洪古勒楞蛇绿岩、唐巴勒蛇绿岩、玛依拉蛇绿岩、克拉玛依蛇绿岩以及达拉布特蛇绿岩。其中西准噶尔的洪古勒楞蛇绿岩的Sm-Nd同位素年龄为中奥陶世^[6],唐巴勒蛇绿岩的形成时代为早奥陶世—晚志留世^[6-8],玛依拉蛇绿岩的中放射虫化石确定其形成时代为志留纪^[6]。克拉玛依蛇绿岩中辉长岩的SHRIMP锆石U-Pb定年为 (414 ± 8.6) Ma和 (332 ± 14) Ma^[9],硅质岩中的放射虫属于中奥陶世晚期—晚奥陶世^[10],但最近也有泥盆纪的年代学证据^[11]。

达拉布特断裂带为西准噶尔地区最典型、分布面积最广的蛇绿岩带,沿北西陡倾的达拉布特断裂带北侧分布,走向北东,北东段隐伏于白杨沟,南西段被庙儿沟花岗岩体所截,延伸超过100 km,自北向南分布有木哈塔依、鲸鱼、萨尔托海、达拉布特、

科果拉、坎土拜客、库朗库朵克、苏鲁乔克、阿克巴斯套及阿音拿巴斯套10个蛇绿混杂岩体(图1)。前人对该蛇绿岩带上部分蛇绿混杂岩体做了年代学、地球化学和岩石学的相关工作,但该蛇绿岩的形成年代和构造背景却仍存在争议。达拉布特蛇绿岩体的堆晶辉长岩、橄长岩和萨尔托海蛇绿岩体的辉长岩拟合Sm-Nd等时线年龄为 (395 ± 1.2) Ma,结合放射虫化石的相关资料,认为达拉布特蛇绿岩的形成时代为泥盆纪—早石炭世,为弧后盆地中的不成熟洋壳^[6]。达拉布特蛇绿岩体中的碱性玄武岩和辉长岩的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄分别为 (375 ± 2) Ma和 (368 ± 11) Ma,认为岩体形成于弧后盆地并受地幔柱影响^[12]。科果拉蛇绿岩中的角闪辉长岩的锆石SHRIMP U-Pb定年为 (426 ± 6) Ma,认为洋盆在中志留世就已存在^[13]。苏鲁乔克蛇绿岩的锆石LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为 (391.1 ± 6.5) Ma,认为蛇绿岩形成于中泥盆世^[14],构造背景为弧后盆地^[15]。阿克巴斯套蛇绿岩体中的E-MORB型浅色辉长岩的锆石LA-ICP-MS U-Pb年龄为 (302 ± 1.7) Ma,认为其可能形成于弧后盆地,代表蛇绿岩的年龄,或者是由于扩张脊和俯冲带冲撞作用而侵入或

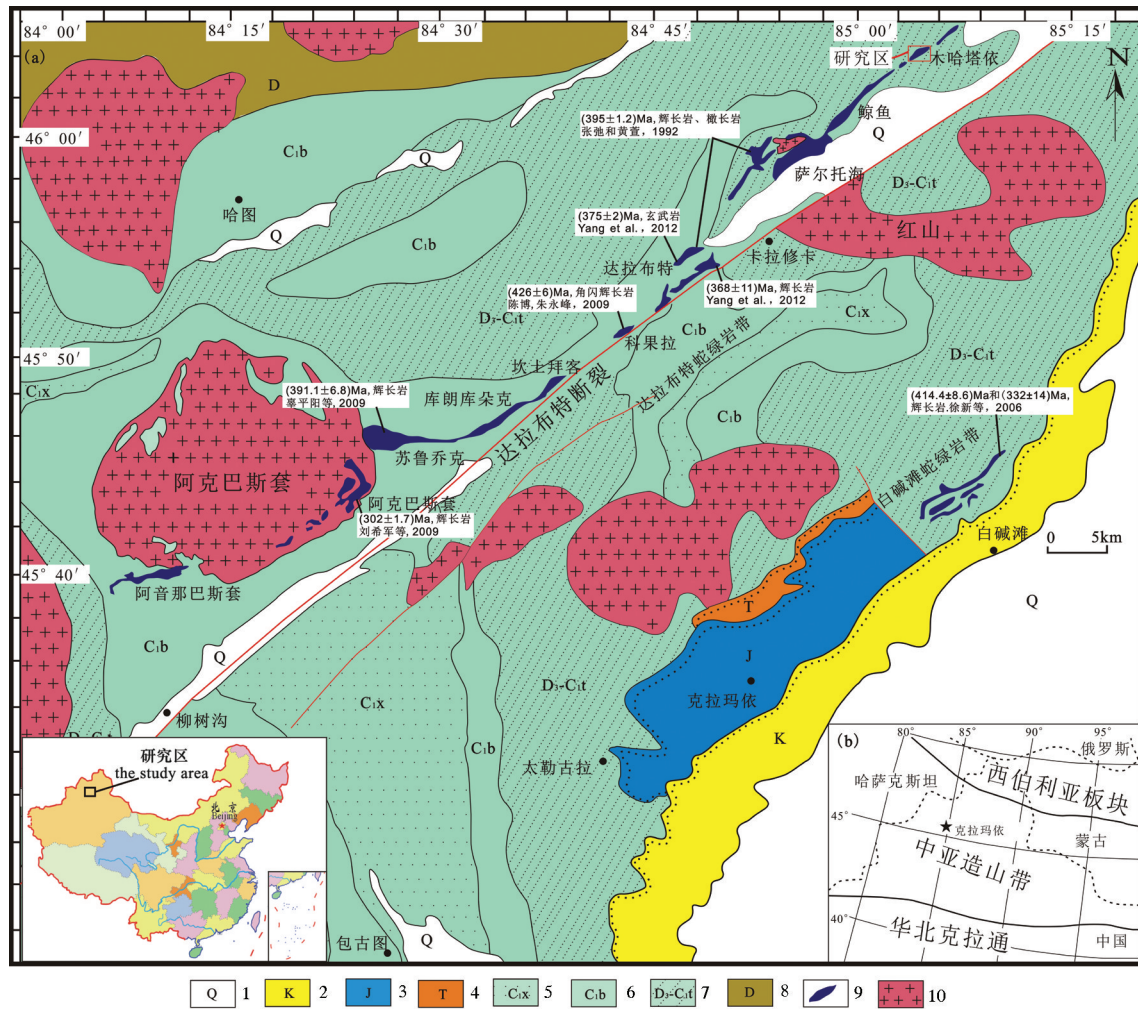


图1 达拉布特蛇绿岩带地质简图(据文献[22]改编)

1—第四系;2—白垩系;3—侏罗系;4—三叠系;5—下石炭统希贝库拉斯组;6—下石炭统包古图组;7—上泥盆统至下石炭统太勒古拉组;8—泥盆系;9—超基性岩;10—晚石炭世花岗岩

Fig. 1 Simplified geological map of Darbute ophiolite belt(modified after reference [22])

1—Quaternary;2—Cretaceous;3—Jurassic;4—Triassic;5—Lower Carboniferous Xibeigula Formation;6—Lower Carboniferous Baogutu Formation;7—Upper Devonian—Lower Carboniferous Tailegula Formation;8—Devonian;9—Ultramafic rocks;10—Granites of late Carboniferous

喷出带弧前增生楔中的海山,形成时代晚于蛇绿岩^[16]。部分学者认为达拉布特蛇绿岩形成于初始岛弧的弧前盆地^[7]、大洋盆地^[17]和海沟环境^[18],或为存在于哈萨克斯坦和西伯利亚板块之间的古特提斯大洋盆^[19]。也有人认为达拉布特断裂带不具有板块边界的性质,形成于蛇绿岩残余洋盆内下覆洋壳的抬升,而西准噶尔古生代大洋在390~360 Ma扩张,在360 Ma之后进入残余洋盆阶段^[20]。

综上所述,达拉布特蛇绿岩带的研究对于弄清古生代以来西准噶尔洋盆的构造演化至关重要,而该带

蛇绿岩形成年代和构造属性的分歧大大限制了人们对该地区构造演化的认识。本次试图以达拉布特蛇绿岩带北部的木哈塔依蛇绿岩作为研究对象,进行岩石学、年代学、地球化学和Hf同位素研究,探讨古生代达拉布特洋盆的形成时代和构造属性。

1 地质背景与样品描述

达拉布特蛇绿岩体位于新疆西准噶尔克拉玛依市以北的扎伊尔山区,沿达拉布特断裂带侵位于晚泥盆世—早石炭世地层中(图1)。地幔橄榄岩主

要以方辉橄榄岩为主体,包括少量的二辉橄榄岩、纯橄岩,大部分地幔橄榄岩均发生强烈蛇纹石化,只在萨尔托海和苏鲁乔克以及阿克巴斯套岩体中有少量较新鲜的地幔橄榄岩出露,蛇绿岩上覆端元包括堆晶辉长岩、块状玄武岩、枕状熔岩和硅质岩。另外,在地幔橄榄岩中常侵入有不少辉长岩和辉绿岩脉。由于后期构造运动的影响,均呈蛇绿混杂岩产出。蛇绿岩围岩地层包括晚泥盆世至早石炭世太勒古拉组凝灰岩、凝灰质粉砂岩夹紫红色玄武岩和火山角砾岩,以及下石炭统包古图组凝灰岩、凝灰质粉砂岩等火山-沉积岩。

木哈塔依蛇绿混杂岩位于达拉布特蛇绿岩带的北东段,萨 I 金矿区萨尔托海铬铁矿 24 群之间。岩体宽 0.5~1 km,长约 1.5 km,沿北东向展布(图 2-a)。蛇绿岩端元包括已蛇纹石化(图 3-b)和石英菱镁岩化的方辉橄榄岩、玄武岩(图 3-d)和硅质岩(图

2-b,3-e)。地幔橄榄岩中侵入有后期的辉长岩脉(图 3-c)。蛇绿混杂岩的围岩地层为晚泥盆世至早石炭世太勒古拉组凝灰岩、凝灰质砂岩。

地幔橄榄岩为方辉橄榄岩,与地层接触处地幔岩蚀变成石英菱镁岩。石英菱镁岩主要由滑石、菱镁矿、绿泥石、石英和白云石组成,见铬云母,是蛇纹石化地幔橄榄岩热液蚀变产物^[21],沿 NE 向的断裂构造分布,在地幔橄榄岩与围岩接触部位较为发育,一般呈正地形产出,其北部的萨 I 金矿区石英菱镁岩中含有具经济价值的含金石英脉。岩体中部的地幔橄榄岩几乎完全蛇纹石化(图 3-b),镜下仅能见到蛇纹石化的橄榄石和斜方辉石假象,充填有后期侵入的方解石(图 4-b)。另外,在地幔岩中还见 1%~3% 的他形或者蠕虫状的铬尖晶石,铬尖晶石相对新鲜,单偏光镜下呈红褐色(图 4-a),多分布于斜方辉石的边部及内部。玄武岩混杂于地幔橄

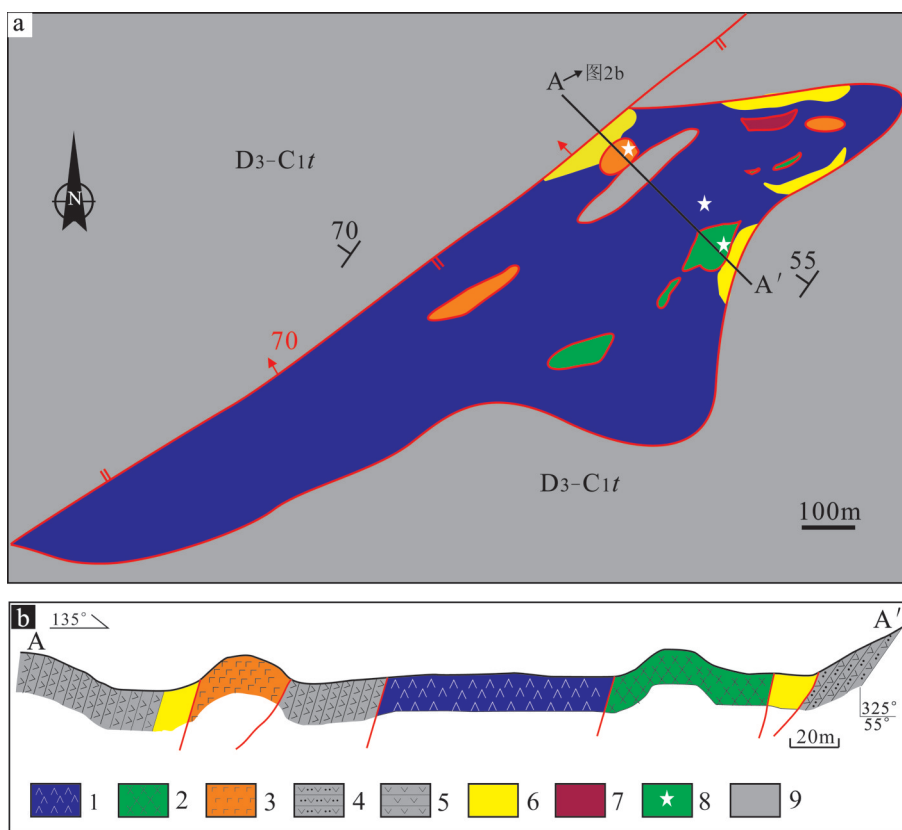


图 2 木哈塔依蛇绿混杂岩地质简图(a)及剖面图(b)

1—蛇纹石化方辉橄榄岩;2—辉长岩;3—玄武岩;4—凝灰质砂岩;5—凝灰岩;6—石英菱镁岩;7—硅质岩;8—采样点;
9—上泥盆统至下石炭统太勒古拉组

Fig. 2 Simplified geological map (a) and cross-section (b) of the Muhatayi ophiolitic melange
1—Serpentinitized hornblende gabbro; 2—Gabbro; 3—Basalt; 4—Tuffaceous sandstone; 5—Tuff; 6—Listwanite; 7—Chert; 8—Sampling location;
9—Upper Devonian-Lower Carboniferous Tailegula Formation

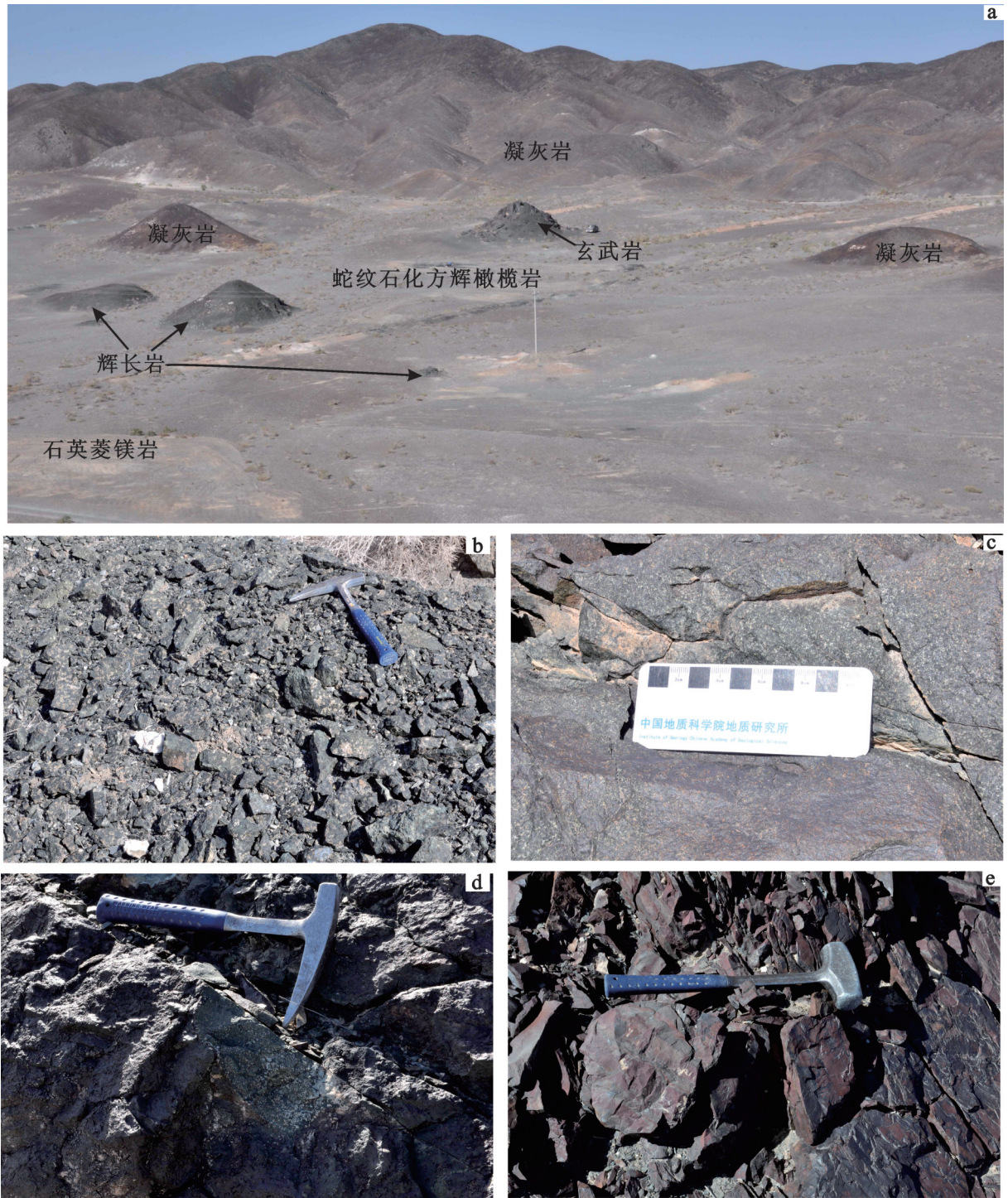


图3 木哈塔依蛇绿混杂岩野外产状

a—木哈塔依蛇绿混杂岩露头;b—蛇纹石化方辉橄榄岩;c—辉长岩;d—玄武岩;e—硅质岩

Fig. 3 The outcrop of the Muhatayi ophiolitic mélangé

a—Outcrop of Muhatayi ophiolitic mélangé;b—Serpentinized harzburgite;c—Gabbro;d—Basalt;e—Chert

榄岩中,较新鲜(图3-d)。镜下细晶斜长石格架中常充填有玻璃质和辉石颗粒,基质也主要由由玻璃质、斜长石和辉石组成,具间粒-间隐结构(4-c)。呈长条状的斜长石粒度在0.05~0.5 mm,占岩石总体积的50%~60%,玄武质玻璃为35%~45%,辉石约占5%,粒度在0.05~0.3 mm。辉长岩呈脉状分布于地幔橄榄岩中,在达拉布特蛇绿岩带中,这种现象较为普遍。辉长岩发生了一定程度的蚀变,主要为辉长结构(图4-d),由斜长石(50%~60%)、单斜辉石(40%~50%)和2%~5%的磁铁矿(0.05~0.3 mm)组成。斜长石和单斜辉石粒度接近,在0.1~0.5 mm。部分斜长石发生绢云母化,大部分单斜辉石发生角闪石化。

2 分析方法

本次研究共选取5个辉长岩样品和5个玄武岩样品进行全岩地球化学分析,包括主量元素、稀土元素和微量元素分析。实验在国家地质实验测试中心完成,其中主量元素采用X射线荧光光谱法(XRF)测定(仪器型号:PE300D),并采用等离子光谱和化学法测定进行互检。微量元素和稀土元素采用等离子质谱法(ICP-MS)测定(型号:PW4400),同时分析2个国家标样(GSR3和GSR5)和3个平行样以保证分析结果的准确度。薄片电子探针分析在中国地质调查局天津地质调查中心完

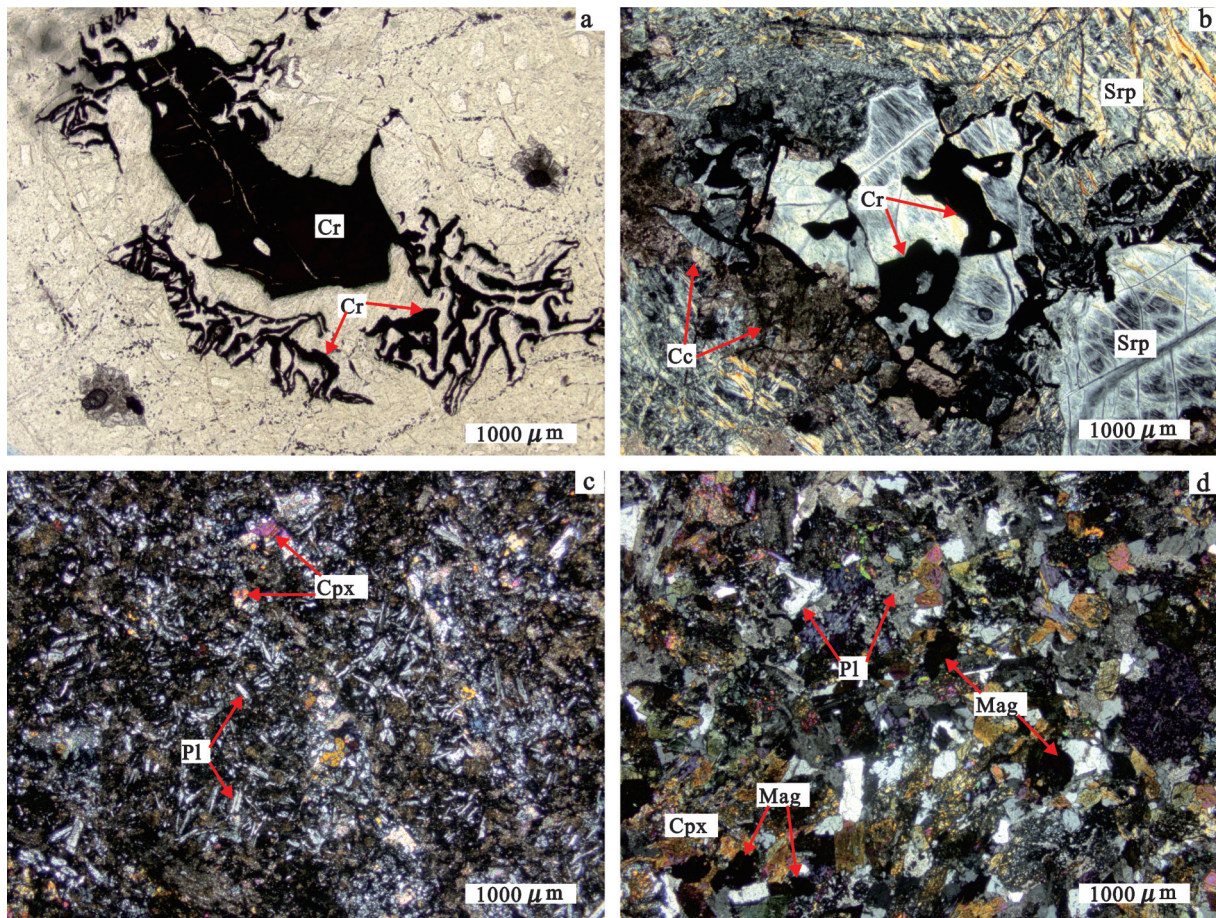


图4 木哈塔依蛇绿混杂岩样品号镜下照片

a—方辉橄榄岩中的铬尖晶石呈蠕虫状结构;b—蛇纹石化的斜方辉石和橄榄石以及后期的方解石;c—玄武岩的间粒和间隐结构;d—辉长岩辉长结构;Cr—铬尖晶石;Cpx—斜方辉石;Pl—斜长石;Mag—磁铁矿;Cc—方解石;Srp—蛇纹石

Fig. 4 Microphotographs of the Muhatayi ophiolitic mélangé

a—Chromite spinel exhibiting vermiculate in harzburgite;b—Serpentinized olivine and orthopyroxene and the late calcite;c—Intergranular and intersertal texture of basalt;d—Texture of gabbro; Cr—Chromium spinel; Cpx—Clinopyroxene; Pl—Plagioclase; Mag—Magnetite; Cc—Calcite; Srp—Serpentine

成,仪器型号为日本岛津公司生产的EPMA-1600,探针束流20 nA,加速电压15.0 kV,电子束斑5 μm 。

锆石分选在河北省地矿局廊坊区调队实验室完成,采用常规粉碎、浮选和电磁选方法进行分选。锆石阴极发光(CL)照相在中国地质科学院大陆构造与动力学国家重点实验室完成,仪器为Mono CL4,加速电压为15 kV。

锆石U-Pb同位素年龄和Lu-Hf同位素分析在天津地质矿产研究所同位素实验室完成,使用仪器为Neptune多接收电感耦合等离子体质谱仪和193 nm激光取样系统(LA-MC-ICP-MS)。锆石U-Pb测年时激光剥蚀的斑束一般为35 μm ,能量密度为13~14 J/cm²,频率为8~10 Hz,激光剥蚀物质以He为载气送入Neptune(MC-ICP-MS)。采用TEMORA和GJ-1作为外部锆石年龄标准进行U、Pb同位素分馏校正^[23]。数据处理采用中国地质大学刘勇胜编写的ICPMSDataCal程序^[24],采用²⁰⁸Pb对普通铅进行校正^[25],并利用NIST612作为外标计算锆石样品的Pb、U、Th含量。统计处理采用Isoplot程序^[26]。

Lu-Hf同位素分析分析时采用8~10 Hz的激光频率、100 mJ的激光强度和50 μm 的激光束斑直径。激光剥蚀物质以氦为载气送入Neptune,采用GJ-1作为监控标样。为使Hf同位素分析与锆石U-Pb年龄分析相对应,锆石Hf同位素的分析点与锆石U-Pb年龄分析点位于同一颗锆石晶体的相同位置或者结构相同处。计算¹⁷⁶Lu的衰变常数采用 $1.867 \times 10^{-11}/\text{a}$ 。球粒陨石的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf和¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf的比值分别为0.0332和0.282772,亏损地幔的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf和¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf的比值分别为0.0384和0.28325,¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf平均地壳为0.015^[27]。

岩石地球化学全分析数据中都有含量不等的H₂O⁺、CO₂等挥发份,对这些样品的主量元素分析结果在扣除烧失量之后再行归一化,下面的作图和结论均按照归一化后的“干”成分进行。

3 分析结果

3.1 地球化学特征

3.1.1 主量元素特征

对方辉橄榄岩中较为新鲜的铬尖晶石进行电子探针成分,结果见表1。尖晶石主要氧化物Cr₂O₃含量为40.50%~46.14%,Al₂O₃含量为23.35%~

27.19%,MgO含量为9.92%~14.30%,FeO含量为16.63%~24.59%,Mg[#](100Mg/(Mg+Fe²⁺))为47.67~61.44,Cr[#](100Cr/(Cr+Al))在50.81~55.05。在铬尖晶石Mg[#]-Cr[#]图解中,大部分点落在N-MORB和弧前地幔橄榄岩重叠的范围,并位于深海地幔橄榄岩附近,个别点落在弧前地幔岩范围,所有点皆落入地幔橄榄岩25%~30%的部分熔融的范围内(图5)。

玄武岩和辉长岩全岩地球化学分析数据见表2。去掉H₂O⁺和CO₂等挥发分后的干成分并归一化后,辉长岩SiO₂变化范围不大,在47.80%~49.76%,MgO的含量4.79%~5.85%,Mg[#]分布较集中,为56~59,Al₂O₃的含量为13.25%~14.68%,CaO的含量为8.75%~10.62%,FeO的含量为5.38%~7.03%,Fe₂O₃的含量为7.18%~9.03%,全铁含量较高,这和薄片观察到的辉长岩中含有不少的磁铁矿一致。K₂O 0.09%~0.40%,远远低于Na₂O 3.55%~4.29%,TiO₂的含量在1.13%~1.26%。玄武岩的SiO₂含量总体比辉长岩略高,在45.16%~51.09%,MgO 4.70%~

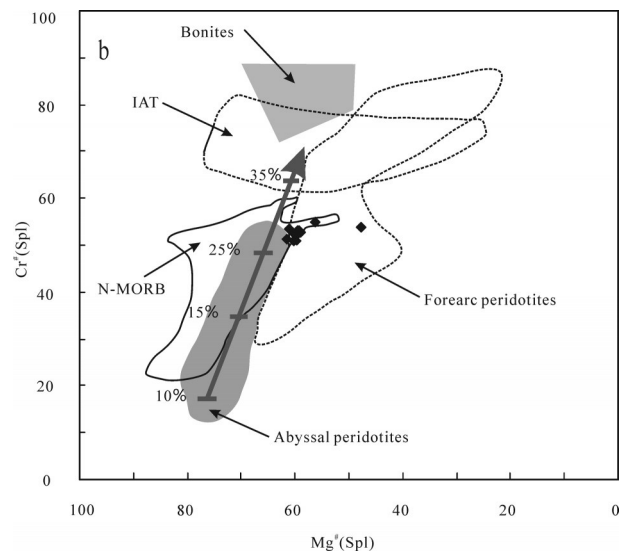


图5 方辉橄榄岩尖晶石Mg[#]-Cr[#]判别图(深海地幔橄榄岩、正常洋脊玄武岩和玻安岩来自文献[28];弧前地幔橄榄岩来自文献[29];带十字的箭头代表主体地幔橄榄岩部分熔融百分比来自文献[30])

Fig.5 The discrimination diagram of Mg[#] versus Cr[#] of Cr-spinel of harzburgite from Muhatayi ophiolitic mélange (Fields of abyssal peridotites, N-MORB and boninites are modified after reference [28]; The field for forearc peridotites is from reference [29]; The arrow with ticks represents the percentage of melting of the host peridotite modified after reference [30])

表1 木哈塔依蛇绿混杂岩中方辉橄榄岩铬尖晶石电子探针分析结果(%)

Table1 Electron microprobe analyses of the Cr-spinel from Muhatayi ophiolitic mélange (%)

测点号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Total	Mg [#]	Cr [#]
13YA-40-17-1	0.09	0.07	27.11	16.66	0.23	13.41	0.00	0.00	0.01	42.22	0.00	99.81	59.69	51.09
13YA-40-17-2	0.00	0.00	25.27	16.73	0.22	12.05	0.05	0.01	0.00	46.14	0.00	100.46	56.26	55.05
13YA-40-17-3	0.25	0.01	26.73	16.63	0.29	13.74	0.04	0.02	0.00	41.99	0.06	99.75	61.44	51.31
13YA-40-17-4	0.00	0.05	26.35	16.85	0.31	13.99	0.00	0.00	0.00	42.52	0.15	100.22	59.74	51.98
13YA-40-17-5	0.16	0.01	27.19	17.01	0.21	13.77	0.03	0.00	0.02	41.85	0.02	100.27	60.20	50.81
13YA-40-17-6	0.04	0.01	25.93	17.09	0.24	13.75	0.02	0.01	0.00	42.88	0.25	100.22	59.23	52.59
13YA-40-19-1	0.06	0.07	25.63	16.68	0.29	14.30	0.00	0.03	0.00	43.68	0.12	100.86	61.04	53.35
13YA-40-19-2	0.02	0.02	25.41	17.14	0.27	14.03	0.02	0.02	0.00	43.10	0.05	100.07	59.58	53.23
13YA-40-19-3	0.00	0.00	25.45	17.00	0.25	13.90	0.00	0.00	0.00	42.88	0.09	99.57	59.30	53.06
13YA-40-19-4	0.04	0.07	25.62	17.64	0.29	14.02	0.00	0.00	0.00	42.77	0.13	100.59	58.99	52.83
13YA-40-19-5	0.00	0.00	25.93	17.05	0.20	13.95	0.00	0.00	0.00	43.09	0.13	100.36	59.32	52.71
13YA-40-19-6	1.08	0.01	23.35	24.59	0.54	9.92	0.00	0.01	0.00	40.50	0.10	100.10	47.67	53.78
13YA-40-19-7	0.06	0.02	25.87	17.02	0.19	14.14	0.00	0.00	0.00	42.40	0.08	99.76	60.10	52.37

5.45%, Mg[#]为76~81, Al₂O₃的含量为13.90%~14.96%, CaO的含量为8.20%~9.56%, FeO的含量为8.00%~10.47%, Fe₂O₃的含量为2.82%~3.21%。K₂O的含量为0.15%~0.52%, 远远低于Na₂O的含量3.48%~4.80%, TiO₂的含量为1.11%~1.13%, 与N-MORB的TiO₂的含量(1.27%)较为接近^[31], 比岛弧拉斑玄武岩的0.8%略高^[32]。辉长岩和玄武岩的烧失量都偏高, 这可能和后期遭受的角闪石化和绢云母等蚀变有关。在TAS图解中, 样品的所有点都落在辉长岩范围内。为了消除蚀变作用对玄武岩判别图的影响, 采用不活动元素比值Zr/Ti-Nb/Y来判定, 所有点都落在玄武岩范围内。在SiO₂-K₂O图解中, 玄武岩和辉长岩均为低钾拉斑玄武岩系列。

3.1.2 微量元素特征

辉长岩的稀土总量 $\sum \text{REE}=23.82 \times 10^{-6} \sim 35.24 \times 10^{-6}$, 平均值为 27.25×10^{-6} 。玄武岩的稀土总量为 $46.78 \times 10^{-6} \sim 96.62 \times 10^{-6}$, 除去最高值 96.62×10^{-6} 外, 稀土总量较为接近, 平均为 49.76×10^{-6} 。两者含量相差甚远, 分别低于和高于N-MORB的 39.11×10^{-6} ^[31]。球粒陨石标准化稀土元素配分模式图显示(图7), 大部分辉长岩和玄武岩样品都显示类似N-MORB相似的稀土元素配分曲线。辉长岩LREE/HREE=1.20~2.05, (La/Yb)_N=0.57~1.64, 轻重稀土分异较弱, 具有轻稀土弱亏损的特征。Eu具有明显的正异常, $\delta \text{Eu}=1.16 \sim 1.20$, 这与辉长岩中大量存在的斜长

石有关, δCe 异常不明显, 个别辉长岩具有明显LREE富集的特征, LREE/HREE=2.05, (La/Yb)_N=1.64, 与E-MORB的稀土元素配分曲线相似。玄武岩的大部分样品整体上具有N-MORB类似的REE配分曲线, 但 $\sum \text{REE}$ 与E-MORB的 49.09×10^{-6} 相似。LREE/HREE=1.69~1.95, (La/Yb)_N=0.97~1.21, 稀土配分曲线较为平坦, 具有弱的Eu负异常, $\delta \text{Eu}=0.83 \sim 0.98$, 反映出岩浆源区可能有长石的分异结晶, 个别样品显示轻稀土极为富集, 配分曲线右倾, LREE/HREE=4.10, (La/Yb)_N=4.36。配分曲线整体上与E-MORB相似, 但 $\sum \text{REE}$ (96.62×10^{-6})比E-MORB的高得多。辉长岩具有Th、Nb、Ta、Nd、Zr、Hf亏损而U、K、Ba、La、Ce、Sr、P富集的特点。而玄武岩具有Th、Nb、Ta、Ti、Nd亏损及U、K、La、Ce富集的特点(图8)。

3.2 LA-ICP-MS U-Pb 锆石定年

为确定木哈塔依蛇绿岩的形成年龄, 在约15 kg玄武岩样品中挑选出50余粒锆石用于定年。而20 kg的辉长岩样品中则只挑出几粒锆石(玄武岩和辉长岩的采样点坐标分别为: $46^{\circ}04'18.40''\text{N}$, $85^{\circ}04'32.90''\text{E}$ 及 $46^{\circ}04'15.01''\text{N}$; $85^{\circ}04'37.02''\text{E}$)。这与全岩地球化学分析中, 玄武岩的Zr含量($73.1 \times 10^{-6} \sim 75.2 \times 10^{-6}$)远比辉长岩($28.3 \times 10^{-6} \sim 33 \times 10^{-6}$)高相一致。锆石多为无色透明, 半自形-他形, 多呈粒状, 长宽比在1~3, 粒径在40~130 μm 。锆石内部有少

表2 玄武岩和辉长岩的岩石化学成分(主量元素/%;微量元素和稀土元素/ 10^{-6})Table 4 Major and trace element compositions of basalt and gabbro(major element/%;trace element and REE/ 10^{-6})

分析项目	13YA39-10 玄武岩	13YA39-11 玄武岩	13YA39-12 玄武岩	13YA39-14 玄武岩	13YA39-15 玄武岩	13YA40-10 辉长岩	13YA40-11 辉长岩	13YA40-12 辉长岩	13YA40-13 辉长岩	13YA40-14 辉长岩
SiO ₂	49.73	50.18	48.64	44.7	50.35	47.76	49.22	48.27	47.66	48.71
TiO ₂	1.16	1.12	1.17	1.25	1.17	1.1	1.12	1.12	1.12	1.11
Al ₂ O ₃	14.19	14.81	14.44	14.37	13.7	13.15	14.52	14.36	14.17	13.9
Fe ₂ O ₃	2.82	3.07	2.8	3.18	2.78	7.13	7.19	8.43	8.72	8.95
FeO	8.46	7.92	8.5	10.36	8.35	6.38	6.95	5.87	5.48	5.33
MnO	0.18	0.17	0.19	0.2	0.18	0.23	0.24	0.23	0.22	0.22
MgO	5.01	4.79	5.18	4.65	5.37	5.81	4.75	4.75	5.11	4.99
CaO	8.72	8.12	8.35	9.46	8.42	10.43	8.65	10.3	10.59	8.99
Na ₂ O	4.69	4.75	4.5	3.44	4.6	3.52	4.2	3.97	3.59	4.25
K ₂ O	0.38	0.51	0.15	0.19	0.3	0.4	0.17	0.09	0.19	0.17
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
LOI	3.9	3.42	4.36	7.06	3.21	3.26	1.79	1.64	2.75	2.41
Total	99.37	98.98	98.42	98.99	98.55	99.28	98.91	99.14	99.71	99.14
Y	29.9	29.6	31.6	31.4	29.8	21.3	19.2	18.8	21.3	19.9
Rb	3.66	4.25	1.62	3.63	2.79	11.3	2.76	1.36	4.59	3.13
Sr	140	145	146	131	149	279	363	346	288	418
Ba	190	263	87.4	60.2	154	56.5	59	34.5	40.9	54.3
Th	0.31	0.28	0.44	0.41	0.26	0.13	0.12	0.13	0.12	0.16
U	0.22	0.18	1.3	0.23	0.21	0.13	0.15	0.14	0.13	0.25
Nb	1.27	1.29	1.32	1.32	1.26	0.64	0.59	0.67	0.69	0.61
Ta	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06
Zr	75.1	73.1	75.2	74.8	73.7	32.8	28.9	28.3	33	29.9
Hf	2.2	2.13	2.16	2.1	2.17	1.04	0.88	0.87	1	0.97
Ti	6972	6616	6809	7691	7003	6746	6146	6281	6535	6213
V	348	371	324	377	334	346	361	376	352	358
La	4.09	4.26	17.7	5.11	3.73	1.63	1.5	1.47	1.74	4.52
Ce	11	11.1	33.8	13.4	10.5	4.67	4.19	4.16	4.78	9.32
Pr	1.85	1.85	4.06	2.12	1.78	0.82	0.75	0.74	0.83	1.24
Nd	9.66	9.68	16.9	11.4	9.22	4.69	4.36	4.29	4.77	5.89
Sm	3.28	2.9	3.99	3.49	3.16	1.84	1.61	1.6	1.86	1.84
Eu	1.04	1.06	1.21	1.29	1.03	0.87	0.76	0.74	0.86	0.87
Gd	4.22	4.23	4.91	4.67	4.21	2.66	2.44	2.39	2.75	2.68
Tb	0.73	0.73	0.84	0.8	0.72	0.5	0.46	0.44	0.49	0.47
Dy	4.68	4.64	5.05	5.09	4.74	3.15	2.92	2.95	3.32	3.09
Ho	1.01	1.02	1.09	1.1	0.99	0.7	0.65	0.66	0.72	0.69
Er	3.13	3.06	3.31	3.23	3.1	2.19	1.98	1.98	2.12	2.08
Tm	0.42	0.44	0.43	0.46	0.43	0.28	0.28	0.27	0.29	0.28
Yb	2.85	2.82	2.91	3.02	2.76	2.02	1.82	1.86	2.01	1.98
Lu	0.43	0.44	0.42	0.46	0.41	0.32	0.29	0.27	0.3	0.29
∑REE	48.39	48.23	96.62	55.64	46.78	26.34	24.01	23.82	26.84	35.24
LR/HR	1.77	1.78	4.10	1.95	1.69	1.23	1.21	1.20	1.24	2.05
(La/Yb) _N	1.03	1.08	4.36	1.21	0.97	0.58	0.59	0.57	0.62	1.64
δ Eu	0.85	0.92	0.83	0.98	0.86	1.20	1.17	1.16	1.16	1.20
δ Ce	0.98	0.97	0.94	1.00	1.00	0.98	0.96	0.97	0.97	0.95

量包裹体和裂纹,在LA-ICP-MS分析时,为了不受这些因素的影响,选择内部纯净,没有包裹体和裂隙的部分打点。锆石CL图像显示其具有岩浆锆石的震荡环带(图9),28个点的锆石U-Pb测试数据见表3。锆石的Th/U比值为0.46~1.08,属于典型的岩浆锆石^[34-35]。扣除2个不谐和年龄,其余26个点的²³⁸U/²⁰⁶Pb平均年龄为(392.5 ± 2.9) Ma(MSWD=1.3)

(图10),该年龄代表玄武岩浆结晶的年龄。7.1和13.1两个点的²³⁸U/²⁰⁶Pb年龄分别为852 Ma、420 Ma,可能是来自地层中捕获的锆石。

3.3 锆石 Hf 同位素特征

本文对谐和度较好的12个点进行了Hf同位素测定(表4),¹⁷⁶Yb/¹⁷⁷Hf比值范围为0.055911~0.158559,平均值为0.096394;¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf比值范围为0.001242~

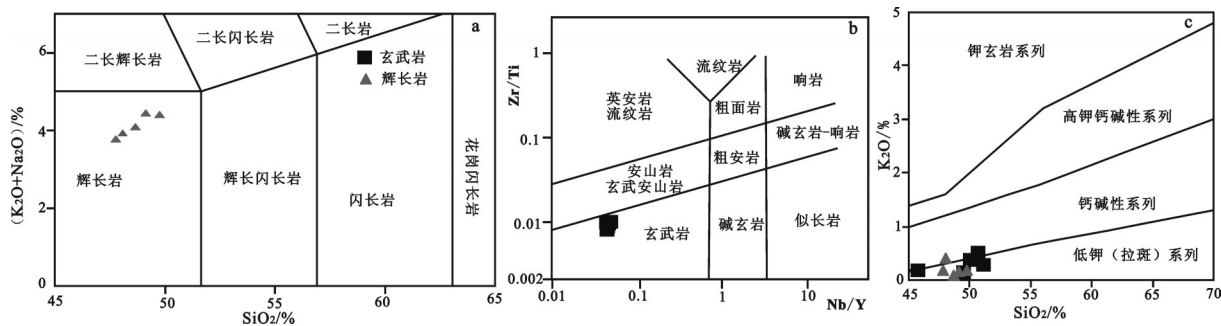


图6 辉长岩和玄武岩判别图

a—TAS图解;b—玄武岩的Zr/Ti-Nb/Y图解(据文献[33]修改);c—玄武岩和辉长岩的SiO₂-K₂O图解

Fig. 6 The discrimination diagrams of basalt and gabbro

a—TAS diagram of gabbro; b—Zr/Ti versus Nb/Y diagram of basalt (modified after reference [33]);

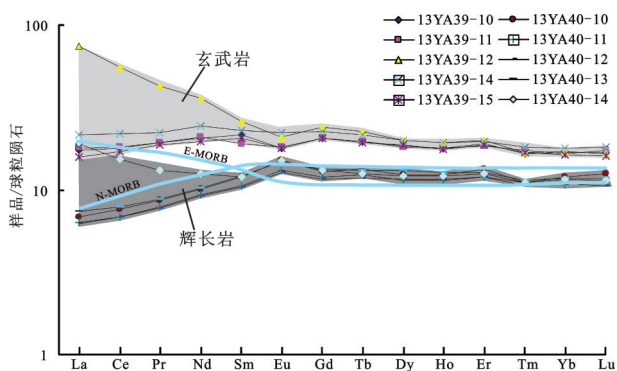
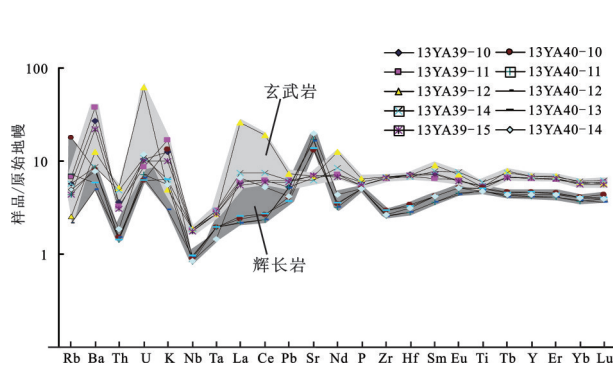
c—SiO₂ versus K₂O diagram of basalt and gabbro图7 辉长岩和玄武岩的稀土元素球粒陨石标准化图解
(据文献[31])Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of gabbro and basalt
(after reference [31])

图8 辉长岩和玄武岩的微量元素原始地幔蛛网图(底图据文献[31]修改)

Fig. 8 Primitive mantle-normalized trace elements patterns of gabbro and basalt (modified after reference [31])

0.004381, 平均值为0.002761; $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值范围为0.282891~0.282979, 平均值为0.282948。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为+12.2~+15.1, 平均值为+14.2, $\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$ 值为+4.2~+7.3, 平均值为+6.2。 Hf同位素地幔模式年龄 $t_{(\text{DM})}$ 为407~543 Ma。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 与锆石U-Pb年龄关系见图11。

4 讨论

4.1 年代学意义

蛇绿岩所代表的洋壳年龄,通常可以通过上覆单元的堆晶辉长岩、均质辉长岩及辉长岩部分熔融形成的斜长花岗岩、辉绿岩墙、玄武岩的同位素测年来完成,也可以由深海沉积物中的硅质岩判断。

除早期利用Sm-Nd等时线年龄结合放射虫化石资料讨论达拉布特蛇绿岩带的年龄外^[6],近年来的研究主要为蛇绿岩中辉长岩的锆石U-Pb定年,得出的年龄却相差甚远,集中在302~426 Ma。从笔者观察的野外地质事实来看,达拉布特蛇绿岩中的辉长岩分布很普遍,但不是以蛇绿岩上覆单元的堆晶辉长岩或均质辉长岩的形式产出,而主要是以辉长岩脉侵入于地幔橄榄岩中,两者接触处可见明显的冷凝边和烘烤边,辉长岩脉形成年龄明显要小于被侵入的蛇绿岩的年龄,如阿克巴斯套蛇绿岩中辉长岩年龄为(302±1.7)Ma^[6],经野外观察,辉绿岩明显为后期侵入地幔橄榄岩中,形成年龄与相连的阿克巴

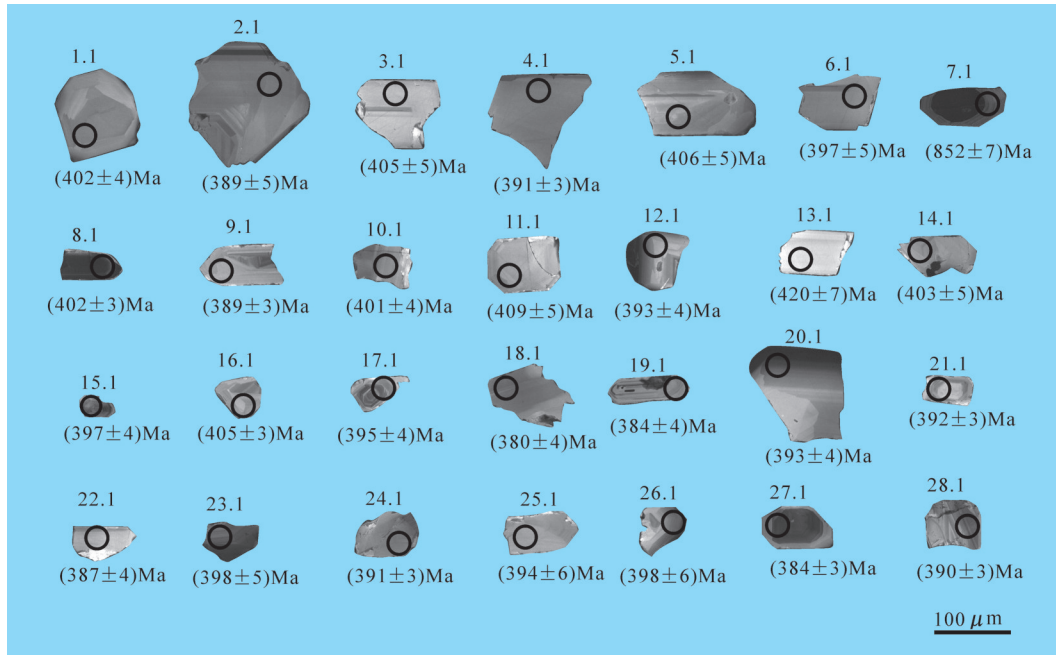


图9 木哈塔依蛇绿混杂岩中玄武岩的锆石阴极发光图像

Fig.9 CL images of zircons for basalt from Muhatayi ophiolitic mélange

斯套及西准噶尔几个大的花岗岩体的年龄一致^[36-38],可能为同期岩浆事件的产物。与雅鲁藏布江蛇绿岩带中的辉长岩和辉绿岩脉年龄主要集中在120~130 Ma不同^[39],达拉布特蛇绿岩中的辉长岩脉可能侵入于洋盆发展的各个阶段,造成年龄跨度较大,因此不能很好解释达拉布特蛇绿岩所代表的洋盆的形成年龄。一般来说,玄武岩浆由于Si和Zr含量较低,在上升快速冷却的过程中不易形成锆石,锆石多为捕获围岩所得,所以玄武岩锆石测年通常不能得到理想的一致年龄。但是,在拉斑玄武质岩浆的后期是可能结晶形成锆石的^[40],锆石的年龄可代表当时洋壳的年龄。因此,作为达拉布特蛇绿岩带的最北部的岩体,木哈塔依蛇绿岩中所挑出的锆石的LA-ICP-MS U-b年龄为 (392.5 ± 2.9) Ma(图9~10),可代表木哈塔依蛇绿岩的形成年龄。结合前人研究资料表明,达拉布特蛇绿岩所代表的西准噶尔洋盆在中志留世就已经存在并开始扩张,直到早石炭世,洋盆依然存在。晚石炭世至早二叠世,洋盆可能进入洋脊俯冲和闭合阶段^[41-42]。

4.2 构造背景

木哈塔依蛇绿岩的玄武岩和辉长岩的REE配

分模式显示,两者大部分样品都具有轻重稀土分异不明显、重稀土轻微富集,且轻稀土分异较强、重稀土分异较弱的特征,配分曲线与典型的N-MORB相似,表明玄武岩和辉长岩可能来自于与N-MORB相同的亏损地幔源区,辉长岩较早从源岩浆中结晶,而玄武岩形成于岩浆演化的最后阶段,造成了两者 Σ REE和微量元素总量上的较大差异。但两者个别样品(13YA39-2及13YA40-4)轻稀土具有明显富集的特点,与E-MORB相似,表明岩浆来自于相对富集的地幔源区。弧后盆地扩张到成熟阶段,洋壳俯冲和板片回返作用会引起新的地幔对流,地幔上涌发生部分熔融,可形成N-MORB, E-MORB甚至OIB^[43]。另外,微量元素方面,玄武岩具有Ba、U、K、La、Ce、Nd等LILE相对富集, Nb、Ta、Ti、Th等HFSE相对亏损的特征,辉长岩具有Ba、U、K、La、Ce、Sr等LILE富集以及Nb、Ta、Zr、Hf、Th等HFSE亏损的特征,具有岛弧火山岩的性质,但两者的微量元素总量远小于典型的岛弧火山岩,表明两者可能具有俯冲板片流体的加入。另外,前人在雅江蛇绿岩带西段普兰岩体中也发现具有N-MORB、LILE亏损和HFSE富集特征的辉绿岩

表3 玄武岩锆石LA-ICP-MS U-Pb测年结果
Table 3 Data of LA-ICP-MSU-Pb dating of zircons of the basalt

测点	含量/ 10^{-6}			同位素比值						年龄/Ma		
	Pb	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
1	2.66	38.43	24.99	0.65	0.0643	0.0006	0.5394	0.0472	0.0608	0.0052	402	4
2	1.56	23.95	11.13	0.46	0.0622	0.0008	0.5182	0.0939	0.0604	0.0113	389	5
3	1.61	22.77	13.80	0.61	0.0649	0.0008	0.5074	0.1055	0.0567	0.0130	405	5
4	2.97	42.76	34.44	0.81	0.0626	0.0005	0.5360	0.0338	0.0621	0.0039	391	3
5	1.68	23.09	15.58	0.67	0.0651	0.0008	0.6371	0.0771	0.0710	0.0087	406	5
6	1.66	23.59	16.07	0.68	0.0635	0.0008	0.4905	0.0762	0.0560	0.0088	397	5
7	132.32	845.95	399.36	0.47	0.1413	0.0011	1.8868	0.0156	0.0969	0.0006	852	7
8	3.65	51.58	32.38	0.63	0.0643	0.0005	0.7229	0.0293	0.0815	0.0032	402	3
9	12.79	177.52	191.92	1.08	0.0622	0.0004	0.4598	0.0124	0.0536	0.0014	389	3
10	2.14	29.94	16.03	0.54	0.0643	0.0006	0.4720	0.0583	0.0533	0.0066	401	4
11	2.52	34.78	22.43	0.64	0.0654	0.0008	0.4924	0.0922	0.0546	0.0105	409	5
12	1.54	23.00	13.39	0.58	0.0628	0.0007	0.5095	0.0716	0.0588	0.0082	393	4
13	1.95	25.68	13.43	0.52	0.0674	0.0010	0.5007	0.5297	0.0539	0.0929	420	7
14	1.33	18.86	12.09	0.64	0.0646	0.0008	0.5004	0.1034	0.0562	0.0124	403	5
15	1.59	23.90	13.62	0.57	0.0636	0.0007	0.4598	0.0624	0.0524	0.0074	397	4
16	3.54	46.58	48.77	1.05	0.0648	0.0005	0.6251	0.0407	0.0699	0.0045	405	3
17	2.14	32.56	18.56	0.57	0.0633	0.0007	0.5590	0.0640	0.0641	0.0072	395	4
18	3.12	45.76	30.77	0.67	0.0608	0.0006	0.6464	0.0427	0.0771	0.0051	380	4
19	2.54	37.50	27.37	0.73	0.0613	0.0007	0.4926	0.0627	0.0583	0.0075	384	4
20	1.58	22.96	13.84	0.60	0.0629	0.0007	0.5101	0.0553	0.0588	0.0068	393	4
21	8.38	121.86	83.94	0.69	0.0627	0.0005	0.4765	0.0145	0.0552	0.0017	392	3
22	1.82	27.68	16.93	0.61	0.0618	0.0007	0.4755	0.0513	0.0558	0.0061	387	4
23	1.47	20.31	13.74	0.68	0.0636	0.0007	0.5916	0.0766	0.0674	0.0089	398	5
24	6.44	97.57	64.86	0.66	0.0625	0.0005	0.4253	0.0197	0.0494	0.0023	391	3
25	2.16	30.93	16.29	0.53	0.0631	0.0009	0.4986	0.1215	0.0573	0.0145	394	6
26	1.24	16.40	12.16	0.74	0.0636	0.0009	0.4872	0.2334	0.0556	0.0427	398	6
27	3.33	51.05	31.14	0.61	0.0614	0.0005	0.5017	0.0336	0.0593	0.0040	384	3
28	6.78	101.85	73.14	0.72	0.0624	0.0005	0.5023	0.0352	0.0584	0.0042	390	3

脉,结合岩石同位素特征,认为形成于弧后盆地环境^[44]。因此,辉长岩和玄武岩可能形成于俯冲消减带之上的弧后扩张脊。

玄武岩中的高场强元素,如Nb、Ta、Zr、Hf、Th以及HREE不易受后期热液蚀变和低于角闪石相的变质作用的影响^[45-46],因此可用这些元素对岩浆源区进行判别。另外,一些稳定的氧化物,也可以用于构造环境的判别。在2Nb-Zr/4-Y图解中(图12-a),玄武岩的所有样品均落在N-MORB和岛弧玄武岩的范围内,而在Ti/100-Zr-3Y(图12-b)图

解中,也得出相同的结果。在TiO₂/10-MnO-P₂O₅(图12-c)图解中,样品亦落在MORB靠近岛弧拉斑玄武岩的区域内。这些也指示了木哈塔依蛇绿岩中玄武岩为MORB,并与俯冲带有一定亲缘性。

同时,通过俯冲过程中,Th活动性强而Nb的活动性不强引起玄武岩中Th/Nb比值的差异,可以判断蛇绿岩是否为MORB型或SSZ型蛇绿岩^[49]。由图13-a可知,木哈塔依蛇绿岩中玄武岩的与世界典型的SSZ型蛇绿岩(塞浦路斯Troodos弧前蛇绿岩、希腊Guevgueli弧后盆地蛇绿岩以及智利Taitao洋

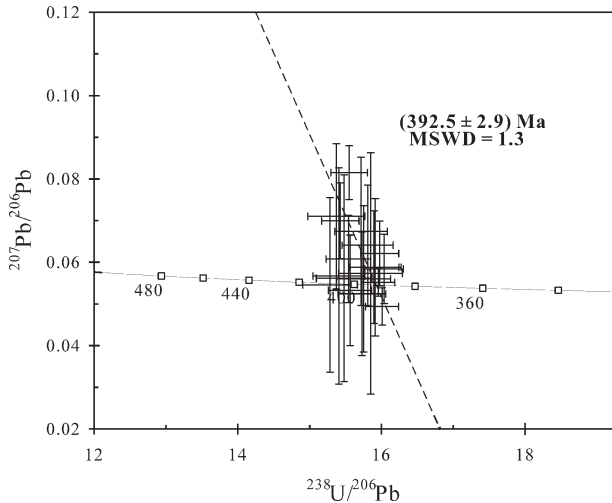


图10 玄武岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 谐和图
Fig.10 Concordia plot of zircons
LA-ICP-MS U-Pb data of basalt

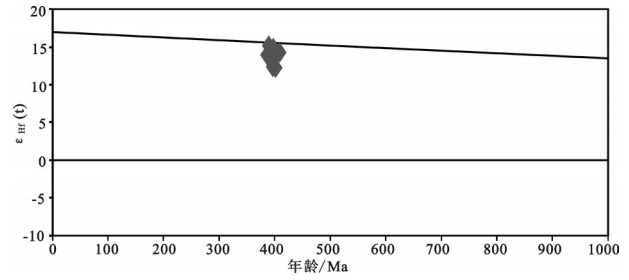


图11 玄武岩锆石的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 与锆石 U-Pb 年龄关系图
Fig.11 Plot of $\epsilon_{Hf}(t)$ versus U-Pb age of zircon of basalt

脊俯冲有关的蛇绿岩)中熔岩的微量元素的 N-MORB 配分曲线相似。利用 Nb/Yb-Th/Yb 图解来进一步区分木哈塔依 SSZ 型蛇绿岩的构造背景,可知蛇绿岩可能形成于大洋岛弧并向 N-MORB 区域迁移(图 13-b)。最后,再通过 Ti-V 图解(图 13-c),表明玄武岩可能是洋脊玄武岩和远离俯冲板片

的弧前或弧后玄武岩,分布范围与希腊 Guevgueli 弧后盆地蛇绿岩相似。综合以上分析,应该可以确定,木哈塔依蛇绿岩形成于弧后盆地。

地幔橄榄岩尖晶石 $Mg^{\#}-Cr^{\#}$ 判别图(图 5)显示,木哈塔依蛇绿混杂岩的地幔橄榄岩可能经历了尖晶石二辉橄榄岩 25%~30% 的部分熔融。这与图 14 中,大部分玄武岩样品落入尖晶石二辉橄榄岩 25%~30% 的部分熔融一致。表明玄武岩和地幔橄榄岩为尖晶石二辉橄榄岩 25%~30% 部分熔融的熔体和残余。个别样品向右飘移,落入尖晶石二辉橄榄岩 10% 部分熔融的区域。玄武岩锆石原位 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 +12.2~+15.1,平均值为 +14.2,在玄武岩的 $\epsilon_{Hf}(t)$

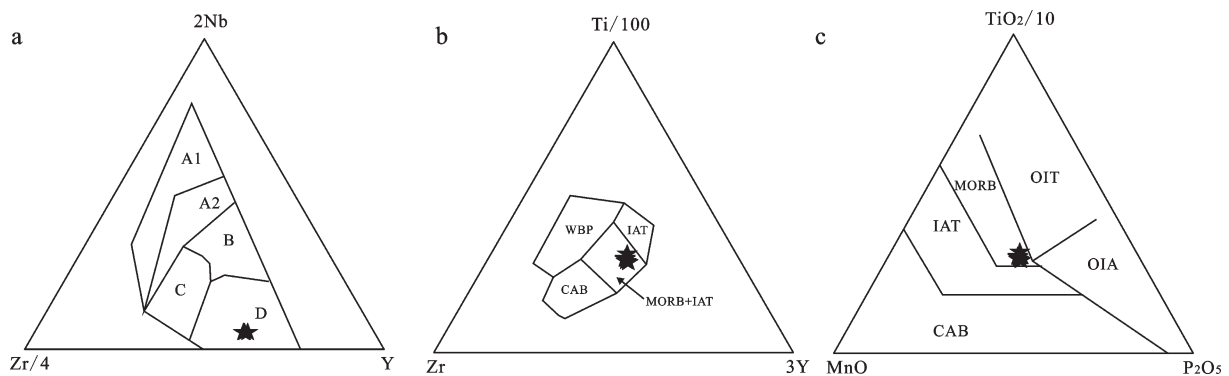


图12 玄武岩的构造判别图解

a—2Nb-Zr/4-Y 图解(据文献[47]修改), A1—板内碱性玄武岩; A2—板内拉斑玄武岩和拉斑玄武岩; B—富集型洋脊玄武岩和拉斑质板内玄武岩; C—板内玄武岩和火山弧玄武岩; D—正常洋脊玄武岩和火山弧玄武岩; b—Ti/100-Zr-3Y 图解(据文献 45 修改); c—TiO₂/10-MnO-P₂O₅ 图解(据文献 48 修改); WBP—板内玄武岩; CAB—钙碱性玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩, MORB—洋脊玄武岩; OIA—洋岛碱性玄武岩; OIT—洋岛拉斑玄武岩

Fig. 12 The tectonic discrimination diagram of basalt

a—2Nb-Zr/4-Y diagram (modified after reference [47]) (A1—Intraplate alkaline basalts; A2—Intraplate tholeiitic basalts and tholeiitic basalts; B—E-MORB and intraplate tholeiitic basalts; C—Intraplate basalts and volcanic arc basalt; D—N-MORB and volcanic arc basalt; b—Ti/100-Zr-3Y diagram (modified after reference [45]); c—TiO₂/10-MnO-P₂O₅ diagram (modified after reference [48]). WBP—Intraplate basalt; CAB—Calc-alkaline basalt; IAT—Island arc tholeiites; MORB—Mid-ocean ridge basalt; OIA—Ocean island alkaline basalt; OIT—Ocean island tholeiites

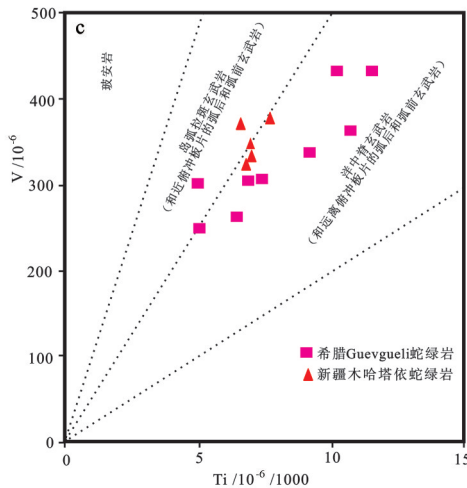
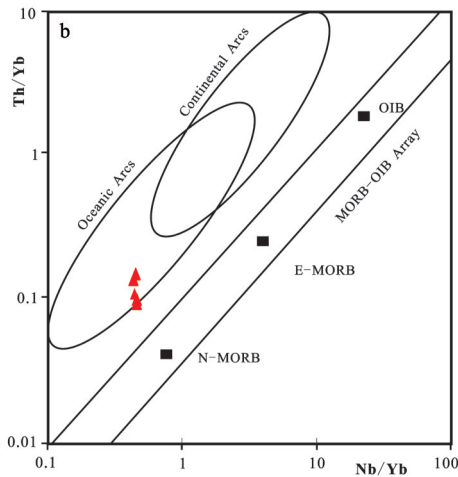
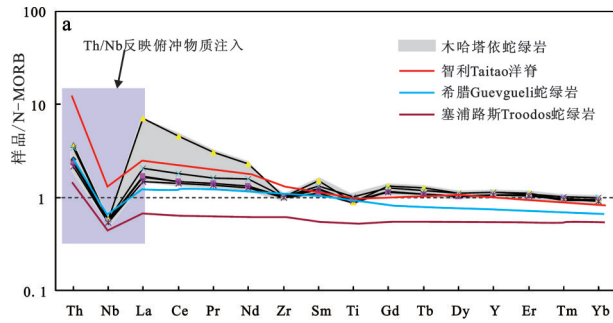


图 13 木哈塔依蛇绿混杂岩大地构造判别图
 a—不活动元素 N-MORB 标准化图解(据文献[49]修改); b—Nb/Yb—Th/Yb 图解(据文献[50]修改); c—Ti—V 图解(据文献[51]修改)
 Fig. 13 The tectonic discrimination diagrams for Muhatayi ophiolitic mélangé
 a—N-MORB normalized immobile elements patterns for basalts from Muhatayi ophiolite(modified after reference [49]); b—Nb/Yb—Th/Yb diagram(modified after reference [50]); c—Ti—V diagram(modified after reference [51])

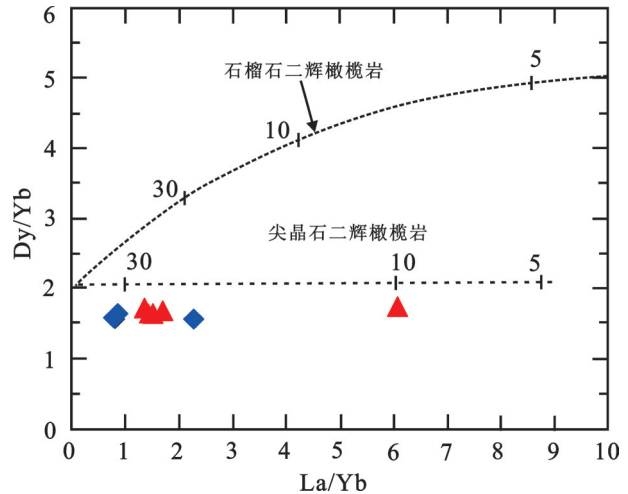


图 14 玄武岩 Dy/Yb—La/Yb 图解(据文献[52]修改)
 Fig. 14 Dy/Yb—La/Yb diagram of basalt(modified after reference [52])

与锆石 U—Pb 年龄关系图(图 11)中,所有的数据都落于亏损地幔线附近,玄武岩锆石 Hf 同位素地幔模式年龄 $t_{(DM)}$ 与锆石形成年龄相近(表 4),指示玄武岩石直接来源于亏损地幔,且没有遭受地壳物质的明显混染。

5 结论

(1)木哈塔依蛇绿岩中玄武岩的锆石 LA-ICP-MS U—Pb 同位素测年为 $(392.5 \pm 2.9) \text{ Ma}$ ($n=26$, MSWD=1.3),该年龄能反映蛇绿岩所代表的洋壳的年龄,达拉布特蛇绿岩的主体年龄应该主要为中泥盆世早期。西准噶尔洋盆在中志留世就已经存在并开始扩张,直到晚泥盆世,洋盆依然存在,晚石炭世洋盆进入消减、闭合阶段。

(2)玄武岩和辉长岩的主量元素、稀土元素和微量元素地球化学分析表明,两者形成于远离俯冲板片的弧后扩张脊,但岩浆源区可能受到过俯冲流体的影响。木哈塔依蛇绿岩的构造属性应为弧后盆地,因此,中泥盆世达拉布特蛇绿岩代表的洋盆为准噶尔洋向北西俯冲所形成的弧后盆地。

(3)木哈塔依蛇绿岩地幔橄榄岩可能为亏损的尖晶石二辉橄榄岩发生 25%~30% 部分熔融的残余,而熔出的基性熔体为玄武岩和辉长岩的母岩浆,部分玄武质岩浆可能为尖晶石二辉橄榄岩发生较低程度部分熔融的结果。玄武岩锆石 Hf 同位素分析

表4 玄武岩锆石 Hf 同位素数据
Table 4 Zircon Hf-isotope data of the basalt

测点号	年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}/Ma	$T_{\text{DM}}^{\text{c}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
13YA-39-16.1	402	0.055911	0.001242	0.282924	0.000019	5.4	13.9	468	550	-0.96
13YA-39-16.6	397	0.098099	0.002361	0.282893	0.000021	4.3	12.4	528	683	-0.93
13YA-39-16.9	389	0.076280	0.002073	0.282973	0.000016	7.1	15.1	407	428	-0.94
13YA-39-16.10	401	0.102804	0.003118	0.282891	0.000021	4.2	12.2	543	704	-0.91
13YA-39-16.11	409	0.081160	0.002043	0.282938	0.000021	5.9	14.3	458	518	-0.94
13YA-39-16.12	393	0.158559	0.004381	0.282979	0.000020	7.3	14.8	426	461	-0.87
13YA-39-16.15	397	0.119878	0.003913	0.282959	0.000029	6.6	14.3	450	508	-0.88
13YA-39-16.21	392	0.118942	0.003821	0.282978	0.000024	7.3	14.9	420	451	-0.88
13YA-39-16.22	387	0.056165	0.001801	0.282939	0.000018	5.9	14.0	453	534	-0.95
13YA-39-16.24	391	0.071185	0.002209	0.282970	0.000022	7.0	15.0	413	440	-0.93
13YA-39-16.25	394	0.080095	0.002565	0.282958	0.000026	6.6	14.6	436	484	-0.92
13YA-39-16.26	398	0.137648	0.003598	0.282970	0.000018	7.0	14.8	429	464	-0.89

表明,玄武岩浆直接来源于亏损地幔,且没有遭受地壳物质的明显混染。

致谢: 锆石 U-Pb 测年和 Hf 同位素分析在天津地调中心张建工程师的帮助下完成,电子探针分析得到了郭虎工程师的协助,实验过程先后得到了周文达、陈梅、张财、陈艳虹等协助,在此一并感谢!

参考文献(references):

- [1] 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992: 1-198.
Xiao Xuchang, Tang Yaoqin, Feng Yimin, et al. Tectonic Evolution of Xinjiang and Its Adjacent Regions[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992: 1-198 (in Chinese with English abstract).
- [2] Jahn B M, Windley B, Natal'in B, et al. Phanerozoic continental growth in Central Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23: 599-603.
- [3] Jahn B M, Wu F Y, Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic[J]. *Transactions Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 2000, 91: 181-193.
- [4] Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, 32(2-4): 102-117.
- [5] Xiao W J, Huang B C, Han C M, et al. A review of the western part of the Altai: A key to understanding the architecture of accretionary orogens[J]. *Gondwana Research*, 2010, 18(2/3): 253-273.

- [6] 张弛, 黄萱. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨[J]. *地质论评*, 1992, 38(6): 509-523.
Zhang Chi, Huang Xuan. The ages and tectonic settings of ophiolites in West Junggar, Xinjiang[J]. *Geological Review*, 1992, 38(6): 509-523 (in Chinese with English abstract).
- [7] 冯益民. 西准噶尔蛇绿岩生成环境及其成因类型[J]. *中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊*, 1986, 13: 37-45.
Feng Yimin. Genetic environments and original types of ophiolites in west Junggar[J]. *Bulletin of Xi'an Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences*, 1986, 13: 37-45 (in Chinese with English abstract).
- [8] 朱宝清, 王来生, 王连晓. 西准噶尔西南地区古生代蛇绿岩[J]. *中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊*, 1987, 17: 3-64.
Zhu Baoqing, Wang Laisheng, Wang Lianxiao. Paleozoic Era ophiolite of southwest part in western Junggar, Xinjiang, China[J]. *Bulletin of Xi'an Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences*, 1987, 17: 3-64 (in Chinese with English abstract).
- [9] 徐新, 何国琦, 李华芹, 等. 克拉玛依蛇绿混杂岩带的基本特征和锆石 SHRIMP 年龄信息[J]. *中国地质*, 2006, 33(3): 470-475.
Xu Xin, He Guoqi, Li Huaqing, et al. Basic characteristics of the Karamay ophiolitic mélangé, Xinjiang, and its zircon SHRIMP dating[J]. *Geology in China*, 2006, 33(3): 470-475 (in Chinese with English abstract).
- [10] 何国琦, 刘建波, 张越迁, 等. 准噶尔盆地西缘克拉玛依早古生代蛇绿混杂岩带的厘定[J]. *岩石学报*, 2007, 23(7): 1573-1576.
He Guoqi, Liu Jianbo, Zhang Yueqian, et al. Karamay ophiolitic mélangé formed during Early Paleozoic in western Junggar basin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(7): 1573-1576 (in Chinese with English abstract).

- Chinese with English abstract).
- [11] Yang G X, Li Y J, Santosh M, et al. Geochronology and geochemistry of basalts from the Karamay ophiolitic mélange in West Junggar(NW China): Implications for Devonian–Carboniferous intra–ocean accretionary tectonics of the southern Altaids[J]. *GSA Bulletin*, 2013, 125(4):401–419.
- [12] Yang G X, Li Y J, Santosh M, et al. Geochronology and geochemistry of basaltic rocks from the Sartuohai ophiolitic mélange, NW China: Implications for a Devonian mantle plume within the Junggar Ocean[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012a, 59(0): 141–155.
- [13] 陈博, 朱永峰. 新疆达拉布特蛇绿混杂岩中辉长岩岩石学、微量元素地球化学和锆石 U–Pb 年代学研究[J]. *岩石学报*, 2011, 27(6): 1746–1758.
Chen Bo, Zhu Yongfeng. Petrology, geochemistry, and zircon U–Pb chronology of gabbro in Darbut ophiolitic melange, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2011, 27(6): 1746–1758 (in Chinese with English abstract).
- [14] 辜平阳, 李永军, 张兵, 等. 西准达尔布特蛇绿岩中辉长岩 LA–ICP–MS 锆石 U–Pb 测年[J]. *岩石学报*, 2009, 25(6): 1364–1372.
Gu Pingyang, Li Yongjun, Zhang Bin, et al. LA–ICP–MS zircon U–Pb dating of gabbro in the Darbut ophiolite, Western Junggar, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2009, 25(6): 1364–1372 (in Chinese with English abstract).
- [15] Yang G X, Li Y J, Gu P Y. Geochronological and geochemical study of the Darbut Ophiolitic Complex in the West Junggar (NW China): Implications for petrogenesis and tectonic evolution[J]. *Gondwana Research*, 2012b, 21(4): 1037–1049.
- [16] 刘希军, 许继峰, 王树庆, 等. 新疆西准噶尔达拉布特蛇绿岩 E–MORB 型镁铁质岩的地球化学、年代学及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2009, 25(6): 1373–1389.
Liu Xijun, Xu Jifeng, Wang Shuqin, et al. Geochemistry and dating of E–MORB type mafic rocks from the Dalabute ophiolite in West Junggar, Xinjiang and geological implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2009, 25(6): 1373–1389 (in Chinese with English abstract).
- [17] 雷敏, 赵志丹, 侯青叶, 等. 新疆达拉布特蛇绿岩带玄武岩地球化学特征: 古亚洲洋与特提斯洋的对比[J]. *岩石学报*, 2008, 24(4): 661–672.
Lei Min, Zhao Zhidan, Hou Qingye, et al. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotope characteristics of the Dalabute ophiolite, Xinjiang: Comparison between the Pale–Asian ocean and the Tethyan mantle domains[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(4): 661–672 (in Chinese with English abstract).
- [18] 白文吉, 杨经绥, 周美夫. 西准噶尔不同时代蛇绿岩及其构造演化[J]. *岩石学报*, 1995, 11(增刊): 62–72.
Bai Wenji, Yang Jingsui and Zhou Meifu. Tectonic evolution of different dating ophiolites in West Juggar, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1995, 11(supp.): 62–72 (in Chinese with English abstract).
- [19] Coleman R C. Continental growth of northern China[J]. *Tectonics*, 1989, 8(3): 621–635.
- [20] Chen S, Guo Z J, Georgia P P, et al. Late Paleozoic peperites in West Junggar, China, and how they constrain regional tectonic and palaeoenvironmental setting[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(2): 666–681.
- [21] Robinson P T, Malps J, Zhou M F, et al. Geochemistry and origin of Listwanites in the Sartohay and Luobusa ophiolites, China[J]. *International Geology Review*, 2005, 47(2): 177–202.
- [22] 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: 1–782.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region(BGMRX). *Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993: 1–782(in Chinese).
- [23] 耿建珍, 张健, 李怀坤, 等. 10 μm 尺度锆石 U–Pb 年龄的 LA–MC–ICP–MS 测定[J]. *地球学报*, 2012, 33(6): 877–884.
Geng Jianzhen, Zhang Jian, Li Huaikun, et al. Ten–micron–sized Zircon U–Pb Dating Using LA–MC–ICP–MS[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2012, 33(6): 877–884 (in Chinese with English abstract).
- [24] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of an hydrous minerals by LA ICP MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1/2):34–43.
- [25] Andersen T. Correction of common Pb in U–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J]. *Chemical Geology*, 2002, 192(1/2): 59–79.
- [26] Ludwig K R. Isoplot /Ex version 2.49: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, 1: 1–56.
- [27] 耿建珍, 李怀坤, 张健, 等. 锆石 Hf 同位素组成的 LA–MC–ICP–MS 测定[J]. *地质通报*, 2011, 30(10): 1508–1513.
Geng Jianzhen, Li Huaikun, Zhang Jian, et al. Zircon Hf isotope analysis by means of LA–MC–ICP–MS[J]. *Geological Bulletin of China*, 2011, 30(10): 1508–1513(in Chinese with English abstract).
- [28] Dick H J B, Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine type peridotites and spatially associated lavas[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1984, 86(1): 54–76.
- [29] Ishii T, Robinson P T, Maekawa H, et al. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Lzu–Ogasawara Mariana Forarc, Leg125[C]//Fryer O, Pearce J A and Stokking LB(eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1992, 445–485.
- [30] Hirose K, Kawamoto T. Hydrous partial melting of Iherzolite at 1Gpa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 133(3/4): 463–473.

- [31] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D and Norry M J (eds.). *Magmatism in Ocean Basins*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 1989, 42: 313–345.
- [32] Jakes P, White A J R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1972, 83(1): 29–40.
- [33] Pearce J A. A user's guide to basalt discrimination diagrams[J]. *Geological Association of Canada Special Publication*, 1996, 12: 79–113.
- [34] Vavra G, Schmid R and Gebauer D. Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: Geochronology of the Ivren zone (Southern Alps) [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, 134: 380–404.
- [35] Wu Y B and Zheng Y F. Genesis of zircon and its constrains on the interpretation of U–Pb age[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49 (15): 1554–1569.
- [36] 苏玉平, 唐红峰, 侯广顺, 等. 新疆西准噶尔达拉布特构造带铝质 A 型花岗岩的地球化学研究[J]. *地球化学*, 2006, 35 (1): 55–67.
Su Yuping, Tang Hongfeng, Hou Guangchun, et al. Geochemistry of aluminous A-type granites along Darabut tectonic belt in West Juggar, Xinjiang[J]. *Geochemica*, 2006, 35(1): 55–67 (in Chinese with English abstract).
- [37] Chen B, Arakawa Y. Elemental and Nd–Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Juggar foldbelt(NW China), with implications for Phanerozoic continental growth[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(5): 1307–1320.
- [38] Chen B, Jahn B M. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd–Sr isotope and trace element evidence[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23(5): 691–703.
- [39] 吴福元, 刘传周, 张亮亮, 等. 雅鲁藏布蛇绿岩事实与臆想[J]. *岩石学报*, 2014, 30(2): 293–325.
Wu Fuyuan, Liu Chuazhou, Zhang Liangliang, et al. Yarlungzangbo ophiolite: A critical updated view[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2014, 30(2): 293–325(in Chinese with English abstract).
- [40] 牛耀龄. 全球构造与地球动力学——岩石学与地球化学方法应用实例[M]. 北京: 科学出版社, 2013, 1–307.
Niu Yaoling. *Global Tectonics and Geodynamics——A Petrological and Geochemical Approach*[M]. Beijing: Science Press, 2013: 1–307(in Chinese).
- [41] Ma C, Xiao W J, Windley B F, et al. Tracing a subducted ridge–transform system in a late Carboniferous accretionary prism of the southern Altai: orthogonal sanukitoid dyke swarms in Western Junggar, NW China[J]. *Lithos*, 2012, 140: 152–165.
- [42] Xiao W J, Santosh M. The western Central Asian Orogenic Belt: A window to accretionary orogenesis and continental growth[J]. *Gondwana Research*, 2014, 25: 1429–1444.
- [43] Hawkins J W. Geology of supra-subduction zones: implication for the origin of ophiolites. In Dilek Y and Newcomb S (eds.). *Ophiolite conception and the Evolution of Geological Thought*[J]. *Geological Society of America Special Paper*, 2003, 373(0): 227–268.
- [44] 刘飞, 杨经绥, 陈松永, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段基性岩地球化学和 Sr–Nd–Pb 同位素特征: 新特提斯洋内俯冲的证据[J]. *中国地质*, 2013, 40(3): 742–755.
Liu Fei, Yang Jingsui, Chen Songyong, et al. Geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic composition of mafic rocks in the western part of Yarlung Zangbo suture zone: Evidence for intra-oceanic supra-subduction within the Neo-Tethys[J]. *Geology in China*, 2013, 40(3): 742–755(in Chinese with English abstract).
- [45] Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1973, 19: 290–300.
- [46] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 1977, 20: 325–343.
- [47] Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram[J]. *Chemical Geology*, 1986, 56: 207–218.
- [48] Mullen E D. MnO–TiO₂–P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, 62: 53–62.
- [49] Pearce J A. Immobile element fingerprinting of ophiolites[J]. *Elements*, 2014, 10(2): 101–108.
- [50] Pearce J A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust[J]. *Lithos*, 2008, 100: 14–48.
- [51] Shervais J W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 59: 101–118.
- [52] Xu Y G, Menzies M A, Thirlwall M F, et al. Exotic lithosphere mantle magnesian ultra-potassic rocks[J]. *Geology*, 2001, 29: 863–866.