

原特提斯洋俯冲起始

——来自北祁连早寒武世弧前岩浆作用的新证据

张同悦¹, 张建新², 于胜尧^{1,3}, 祁钰¹, 李传志¹

(1. 中国海洋大学 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037; 3. 崂山国家实验室 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 山东 青岛 266237)

摘要: 形成于弧前背景的岩浆岩可能记录了俯冲起始的重要证据。本文以北祁连走廊南山蛇绿混杂岩带新识别出的富铌辉长岩和斜长花岗岩为研究对象, 在野外观察的基础上, 结合岩石学、地球化学、同位素地球化学和年代学的综合研究, 对原特提斯洋初始俯冲的时间进行约束, 并探讨其形成过程及构造意义。锆石 U-Pb 定年结果显示富铌辉长岩样品锆石加权平均²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 512±4 Ma; 两个斜长花岗岩样品的锆石加权平均²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄分别为 522±3 Ma 和 519±1 Ma。全岩地球化学结果显示富铌辉长岩的 Nb 含量为 $7.49 \times 10^{-6} \sim 10.80 \times 10^{-6}$, TiO₂ 含量为 1.50%~2.08%, Nb/U 值为 11.9~13.4, (Nb/La)_N>0.5, 明显高于岛弧玄武岩, 其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 +4.38~+5.78 之间。斜长花岗岩样品 K₂O 含量 (0.31%~1.66%) 和 K₂O/Na₂O 值 (0.05~0.43) 较低, 稀土元素分布模式较为平缓, 具有轻微的 Eu 正或负异常, 相对富集 Ba、Sr、U 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta 等高场强元素, 结合其正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (+3.35) 和高、正的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (主要在 6.2~12.9 之间), 类似于弧前大洋斜长花岗岩。综合这些研究资料和区域地质, 我们认为百经寺斜长花岗岩可能形成于俯冲初始阶段高温环境下俯冲洋壳部分熔融, 随着俯冲继续, 俯冲板片在更深部的部分熔融形成埃达克质熔体, 并交代地幔楔形成富铌辉长岩。这些研究资料表明北祁连所代表的原特提斯洋的初始俯冲发生在早寒武世。

关键词: 初始俯冲; 富铌辉长岩; 斜长花岗岩; 北祁连; 原特提斯洋

中图分类号: P588.12; P597

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2024)02-0250-24

Proto-Tethys Ocean subduction initiation: New evidence from the Early Cambrian forearc magmatism in the Northern Qilian Orogen

ZHANG Tong-yue¹, ZHANG Jian-xin², YU Sheng-yao^{1,3}, QI Yu¹ and LI Chuan-zhi¹

(1. MOE Key Lab of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. The Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Laboratory for Marine Mineral Resources, Laoshan Laboratory, Qingdao 266237, China)

Abstract: The magmatic rocks formed in the forearc setting are considered to possibly record key evidences for subduction initiation. In this paper, the niobium-rich gabbro and plagiogranite are newly reported in the Corridor Nanshan ophiolitic melange zone of the North Qilian Orogen. Based on field observation, combined with comprehensive studies of petrology, geochemistry, isotope geochemistry and chronology, the time of initial subduction of proto-Tethys Ocean is constrained and its evolution model and tectonic implication are discussed. Zircon U-Pb dating

收稿日期: 2023-12-01; 接受日期: 2024-01-28; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目 (DD20221649); 国家自然科学基金项目 (42372247); 山东省自然科学基金项目 (ZR2020JQ16)

作者简介: 张同悦 (2000-), 女, 硕士研究生, 地质学专业, E-mail: 1966825414@qq.com; 通讯作者: 张建新 (1966-), 研究员, 主要从事造山带的变质与变形作用研究, E-mail: zjx66@yeah.net; 于胜尧 (1981-), 博士, 教授, 主要从事大地构造和岩石学研究, E-mail: yushengyao@ouc.edu.cn。

results reveal a weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon age at 512 ± 4 Ma for a niobium-enriched gabbro sample, and 522 ± 3 Ma and 519 ± 1 Ma for two plagiogranite samples. The niobium-rich gabbro samples have Nb contents of $7.49 \times 10^{-6} \sim 10.80 \times 10^{-6}$, TiO_2 of 1.50%~2.08%, Nb/U values of 11.9~13.4 and $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{N}} > 0.5$, which are obviously higher than those of island-arc basalts. $\varepsilon\text{Nd}(t)$ values of Nb-enriched gabbro are between +4.38 and +5.78. Plagiogranite samples have low K_2O content (0.31%~1.66%) and low ratios of $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.05~0.43). The chondrite-normalized rare earth element pattern is relatively flat, with weakly positive Eu or negative anomalies. The plagioclase samples are relatively enriched in large ion lithophile elements such as Ba, Sr and U, and depleted in high field strength elements such as Nb and Ta. Combining their positive $\varepsilon\text{Nd}(t)$ value (+3.35) and highly positive $\varepsilon\text{Hf}(t)$ ranging (mostly between 6.2 to 12.9), we suggest an oceanic plagiogranite. The new data, along with the regional geology, indicate the Baijingsi plagiogranites are resulted from partial melting of the young and hot subducting oceanic slab at shallow depths in relatively high temperature during subduction initiation stage. Subsequently, the partial melting of subducting slab led to product of adakitic melts, which metasomatized or interacted with the upper mantle wedge peridotites, then the partial melting of metasomatized mantle peridotites gave rise to Nb-enriched basaltic magma. These data indicate that initial stage of subduction of the Prototethyan ocean (Paleo-Qilian ocean) occurred in the Early Cambrian.

Key words: subduction initiation; Nb-enriched gabbro; plagiogranite; North Qilian; Proto-Tethys Ocean

Fund support: Geological Survey Project of China Geological Survey (DD20221649); National Natural Science Foundation of China (42372247); Natural Science Foundation of Shandong Province (ZR2020JQ16)

初始俯冲(SI)是地球板块构造的一个关键阶段,指俯冲带发育为成熟俯冲体系之前的短暂过程,但人们对其仍知之甚少(Whattam and Stern, 2011)。对初始俯冲的研究具有重要意义,就特定板块而言,可以深入理解板块构造几何学、运动学及动力学过程,并预测板块行为;就全球板块构造而言,为理解地球演化提供新的制约,对比类地行星(如火星、金星等)的演化过程,还有助于揭开地球独特性和宜居性等未解之谜,也为研究宜居地球复杂系统协同演化提供参考依据(杨高学, 2023)。

根据驱动力来源的不同,初始俯冲的机制可分为诱发和自发两类(Gurnis *et al.*, 2004; Stern, 2004)。诱发俯冲是指在外力挤压下产生的俯冲起始,主要包括俯冲极性翻转和俯冲迁移(杨高学等, 2021)。而自发俯冲指相邻板块之间在密度差的作用下由重力作用产生的俯冲起始,可能发生在地幔柱头周缘、转换断层及被动大陆边缘,典型实例如 Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec 的汇聚边界(陈晨等, 2018)。大部分 SSZ 型蛇绿岩的岩石序列与 Izu-Bonin-Mariana 洋内弧俯冲系统具有良好的对应关系,所以自发俯冲模型可能更符合洋内初始俯冲机制(Pearce and Robinson, 2010; Whattam and Stern, 2011)。

不论是自发还是诱导俯冲起始机制,俯冲起始

过程中均会形成相应的地质记录,且自发和诱导俯冲起始机制所形成的地质记录大多是一致的(Whattam and Stern, 2011; 杨高学, 2023)。深入研究俯冲起始的地质记录是解开俯冲起始机制的基础,更是检验俯冲起始机制最直接、最有效的手段,还可对地幔属性提供制约,揭示不同源区对大陆地壳增生的贡献,并有效恢复古大洋及相关构造单元的演化历史,进而对其动力过程提供制约(杨高学, 2023)。通常认为,俯冲起始地质记录主要为俯冲带(SSZ)型蛇绿岩、弧前玄武岩、玻安岩和变质底板(Reagan *et al.*, 2010; 杨高学, 2023)。洋内俯冲作用是形成 SSZ 型蛇绿岩的主要机制,如 Izu-Bonin-Mariana 弧前(Servais, 2001; 史仁灯, 2005)。研究表明, Bonin 和 Mariana 弧前地区的初始弧火成岩组合剖面基本一致,底部均为似洋中脊型玄武岩,基底则是 SSZ 型蛇绿岩,自下而上依次为地幔橄榄岩、辉长岩、席状岩墙(Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*, 2011)。这一对应关系表明 SSZ 型蛇绿岩形成于初始俯冲阶段的弧前背景(Stern, 2004; Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*, 2011; Whattam and Stern, 2011; Stern *et al.*, 2012)。弧前玄武岩是地幔楔熔融的最初产物,形成于俯冲起始之前的扩张中心或俯冲起始之后靠近海沟的位置,是俯冲起始后最初形成的岩石(Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*,

2011)。玻安岩由残留地幔再次发生部分熔融形成,是弧前盆地形成环境的重要岩石学标志 (Stern *et al.*, 2012)。变质底板的出现是蛇绿岩形成并就位位于初始俯冲阶段的关键证据,也被认为是 SSZ 型蛇绿岩的重要标志 (Wakabayashi and Dilek, 2000, 2003; Bortolotti *et al.*, 2013)。

近年来在俯冲带弧前地区发现弧前玄武岩 (FAB, 又称 MORB-like 玄武岩)、玻安岩、埃达克岩 (即高铽低钇酸性岩)、富铌玄武岩 (NEB) 及高镁安山岩 (HMA) 等多种不同初生弧岩浆岩组合,称为洋内弧弧前玄武岩家族 (肖庆辉等, 2016; Ishizuka *et al.*, 2018)。其中,富铌玄武岩最早是在 1993 年由 Sajona 等人在研究菲律宾 Mindanao 的 Zamboanga 半岛的岛弧玄武岩时提出,它是由高铌玄武岩的定义演化而来的 (Sajona *et al.*, 1993)。由于它与大洋板片的俯冲作用密切相关,有关富铌玄武岩的研究越来越受到人们的关注 (张海祥等, 2005; 李永军等, 2014)。富铌岛弧玄武岩是一类硅饱和并富钠的岛弧玄武岩,与正常岛弧玄武岩相比,它具有相对高的 Nb ($7 \times 10^{-6} \sim 16 \times 10^{-6}$)、TiO₂ (1% ~ 2%) 和 P₂O₅ 含量以及低 LILE/HFSE 和 LREE/HFSE 值,并显示出弱的 Nb、Ta 负异常 (有时出现弱的正异常), (La/Nb)_{PM} 值小于 2,但很少小于 0.7 (Sajona *et al.*, 1993, 1996; 夏林圻等, 2009; 李永军等, 2014)。富 Nb 玄武岩的共生岩石组合极为独特,或与埃达克岩共生,或为埃达克岩+富铌玄武岩+高镁安山岩组合 (Sajona *et al.*, 1994)。它们通常被认为是大洋板片俯冲作用的直接产物,属典型的岛弧岩浆岩组合,有特定的构造环境意义 (许继峰等, 2001; 王强等, 2003, 2006; 张海祥等, 2005)。

蛇绿岩中的长英质岩脉可用于限定其形成的构造环境和源区特征 (Dilek and Furnes, 2014; Pearce, 2014)。许多学者报道了侵入蛇绿岩套基性-超基性岩石的长英质花岗岩,这些花岗岩通常被称为大洋斜长花岗岩 (Aumento, 1969; Moores and Vine, 1971; Li and Li, 2003; Koepke *et al.*, 2004, 2007)。前人将大洋斜长花岗岩分为 4 种类型 (Li and Li, 2003): ① 分馏型斜长花岗岩,一般由海底扩张过程中基性岩浆在低压下的分离结晶和分异作用形成 (Coleman and Peterman, 1975); ② 剪切型斜长花岗岩,来源于靠近扩张中心的洋壳下部发育的剪切带内热液蚀变的蛇绿辉长岩的部分熔融 (Flagler and Spray, 1991); ③ 俯冲型斜长花岗岩,形成于俯冲

带,由深俯冲的大洋板块部分熔融而成 (Scarraw *et al.*, 2001; Li and Li, 2003); ④ 逆冲型斜长花岗岩,发育于逆冲蛇绿岩中,由沉积物部分熔融形成,其同位素特征与 MORB 不同 (Skjerlie *et al.*, 2000)。然而,随着对大洋斜长花岗岩研究的不断深入,人们发现还存在着另一种特殊类型的大洋斜长花岗岩,常发育于弧前地区,受年轻的热洋壳俯冲作用的控制,具有独特的岩石学和地球化学特征,可称为弧前花岗岩 (Ishikawa *et al.*, 2002; Guivel *et al.*, 2003; Shervais, 2008; Haase *et al.*, 2015; Joun *et al.*, 2019),对初始俯冲具有一定指示意义 (Li *et al.*, 2022)。

特提斯洋是地球显生宙期间位于北方劳亚大陆和南方冈瓦纳大陆之间的巨型海洋,它在新生代期间的闭合形成现今东西向展布的欧洲阿尔卑斯山、土耳其-伊朗高原、喜马拉雅山和青藏高原 (吴福元等, 2020)。特提斯 (原、古和新) 构造体制以反复的地质体增生和新的俯冲带形成为特征,为初始俯冲动力学研究提供了一个天然的实验室 (Zhang *et al.*, 2021)。原特提斯洋的形成被认为与罗迪尼亚超大陆的裂解有关,并在早古生代晚期闭合 (Li *et al.*, 2018)。位于阿拉善地块和柴达木地块之间的祁连造山带记录了原特提斯洋扩张、俯冲、闭合、大陆边缘增生和碰撞造山的完整过程 (Pan *et al.*, 2012; 张建新等, 2015)。但是,识别古俯冲作用的初始俯冲相关地质记录往往非常困难 (Stern *et al.*, 2012; Dilek and Furnes, 2014)。一方面,初始俯冲持续时间相对于整个俯冲过程较短,地质记录有限 (Stern *et al.*, 2012; Reagan *et al.*, 2019); 另一方面,初始俯冲的地质记录在后期俯冲过程中会被侵蚀或改造 (Hickey-Vargas *et al.*, 2018; Ishizuka *et al.*, 2018)。在北祁连造山带,目前与初始俯冲有关岩石组合仅报道出露于北祁连大岔大坂,以弧前玄武岩 (辉长-辉绿岩) 和玻安岩为特征 (陈雨等, 1995; Xia *et al.*, 2012),其形成时代为 519 ~ 505 Ma。这些初始俯冲的岩石组合在空间的分布如何? 是否还存在其他岩石学标志来指示古祁连洋 (原特提斯洋) 的初始俯冲?

最近,我们在北祁连百经寺地区新识别出富铌辉长岩 (NEG) 和斜长花岗岩的岩石组合,本文通过对其岩石学、地球化学、同位素地球化学和年代学研究,结合区域地质资料,探讨了北祁连洋初始俯冲的时间及其演化,为原特提斯洋的俯冲起始的机制和

时空格局提供进一步的依据。

1 地质背景

北祁连造山带位于华北与(中)祁连地块之间,东北与阿拉善地块以龙首山断层为界,西南与祁连地块以主边界断层为界,西被阿尔金左移走滑断裂所切割,并且可与北阿尔金造山带相对比(许志琴等, 1999; Zhang *et al.*, 2001)。北祁连造山带被认为是原特提斯构造域最北部的构造拼合体,发育有俯冲及增生造山作用有关的早古生代蛇绿混杂岩、高压/低温变质岩、岛弧岩浆杂岩和弧后盆地,构成完整的“弧-沟-盆”古板块构造体系(图 1a)(许志琴等, 1994; 张建新等, 1997, 1998; Xia *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2012; Yu *et al.*, 2021)。

北祁连的大多数蛇绿岩形成于岛弧或弧后环境,具有 SSZ 性质,年龄为 500 Ma 左右(相振群等, 2007; 曾建元等, 2007; 孟繁聪等, 2010; Xia *et al.*, 2012)。从空间分布来看,北祁连蛇绿岩可分为南带(玉石沟-川刺沟-东草河-小八宝河,或叫托莱山蛇绿岩带)、中带(大岔大坂-清水沟-百经寺带,或叫走廊南山蛇绿岩带)和北带(九个泉-扁渡口-老虎山,或叫走廊南山北坡蛇绿岩带)(Song *et al.*, 2013)。其中南蛇绿岩带以玉石沟蛇绿岩为代表,中带以大岔大坂蛇绿岩为代表,北带蛇绿岩以九个泉蛇绿岩为代表(张建新等, 2015)。玉石沟蛇绿岩被认为是北祁连造山带中时代最早的蛇绿岩,形成于 568~533 Ma,表明古祁连洋(原特提斯洋)的开启时间在新元古代末期—早寒武世(史仁灯等, 2004; Song *et al.*, 2013)。前人认为大岔大坂蛇绿岩形成于弧前环境(Xia *et al.*, 2012),已获得的辉长岩的锆石 U-Pb 年龄集中在 519~505 Ma 之间,表明北祁连洋在早古生代早期(寒武纪)已开始发生俯冲作用(孟繁聪等, 2010; Xia *et al.*, 2012; 张建新等, 2015)。九个泉蛇绿岩锆石 U-Pb 年龄为 492~490 Ma,被认为形成于弧后盆地扩张脊环境,表明弧后盆地在早奥陶世打开(夏小洪等, 2010; Song *et al.*, 2013; 张建新等, 2015)。3 个蛇绿岩带从南到北分别代表了古祁连洋(原特提斯洋)的开启时间、俯冲增生时间和弧后盆地打开时间,对了解原特提斯洋的形成和演化过程有重要意义(史仁灯等, 2004; 夏小洪等, 2010; Xia *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2013)。

北祁连高压/低温变质岩石分布在北祁连造山带中段祁连县清水沟-百经寺一带,呈 NW-SE 向延长大约 200 km,且与具有弧火山岩性质的绿片岩相岩石呈断层(剪切带)接触(张建新等, 2015)。北祁连高压/低温(HP/LT)变质带被认为是早古生代与洋壳俯冲有关的增生楔的深部组成部分,以含 HP/LT 蓝片岩和榴辉岩为特征,还发现有含硬柱石榴辉岩产出(Zhang and Meng, 2006; Zhang *et al.*, 2007),其时代为 489~463 Ma(Song *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2007)。北祁连 HP/LT 变质岩经历了与俯冲和折返有关的多期变质和变形作用,HP/LT 的混杂岩组合代表了北祁连早古生代与洋壳俯冲有关的俯冲隧道(张建新等, 2015)。

北祁连的弧岩浆杂岩分布广泛,其中在北祁连中段主要分布在 HP/LT 变质带的北部,部分分布在 HP/LT 变质岩片之间,与后者成构造叠置关系(张建新等, 2015)。北祁连的弧岩浆杂岩包括钙碱性火山岩、火山碎屑岩及深成花岗质侵入岩,时代为 510~450 Ma(张建新等, 1997; Wang *et al.*, 2005; 吴才来等, 2010; Chen *et al.*, 2014)。值得注意的是,在祁连地块的北部也识别出一个弧岩浆带(吴才来等, 2010),表明在北祁连南缘(祁连地块北缘)存在一个早古生代早期的大陆弧,其形成与北祁连洋向南俯冲有关(Tseng *et al.*, 2009; Xiao *et al.*, 2009; 张建新等, 2015; Peng *et al.*, 2022)。

2 样品野外关系及岩相学特征

样品采集于祁连县东约 35 km 的百经寺地区(图 1b)。该地区出露的主要岩石构造单元为弧前蛇绿岩片和高压/低温变质岩片。其中蛇绿岩片主要由辉绿岩、辉长岩、蛇纹岩、绿片岩(变基性火山岩)和少量斜长花岗岩等组成,与南侧的 HP/LT 变质岩片之间呈断层接触。所采集的样品分布在弧前蛇绿岩片中(图 1b),其中辉长岩在露头上呈透镜体分布在绿片岩中,出露宽度 20~50 m(图 2a);斜长花岗岩也分布在绿片岩中,出露宽度 10~20 m(图 2d)。

富钙辉长岩呈灰绿色,中粒辉长结构,块状构造(图 2a、2b)。主要矿物包括斜长石(50%~65%)、辉石(30%~40%)、角闪石(5%~10%)和黑云母(2%~5%),含少量石英、磷灰石等副矿物。辉石呈半自形短柱状,粒径 1~3 mm,干涉色较高。斜长石呈半自形板柱状,粒径 0.5~3 mm,聚片双晶发育,以绢云母

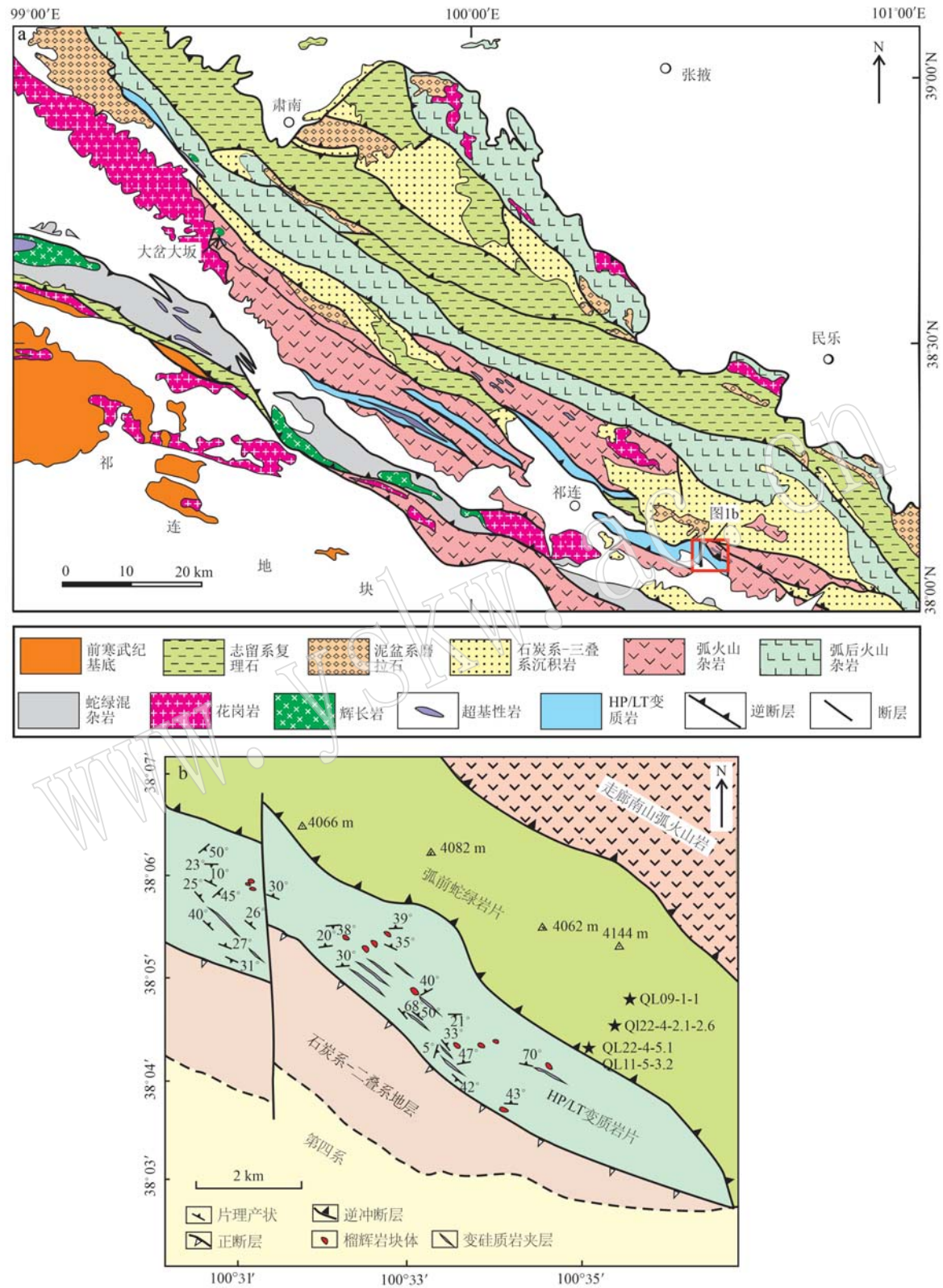


图 1 北祁连中段岩石构造单元简图(a)和百经寺地区地质简图及采样点位置(b) (改自 Zhang *et al.* , 2012)

Fig. 1 Simplified geological map showing major litho-tectonic units in the North Qilian (a) and geological sketch map of Baijingsi area, showing sample locations (b) (modified after Zhang *et al.* , 2012)

化为特征(图 2c)。

斜长花岗岩呈灰绿色,中粒结构,块状构造(图 2d、2e)。主要矿物包括斜长石(50%~60%)、石英(20%~30%)、角闪石(5%~10%)和黑云母(2%~

5%),含少量磷灰石、磁铁矿等副矿物。斜长石呈半自形柱状或粒状,粒径 1~3 mm,聚片双晶发育,并伴有绢云母化特征(图 2f)。石英干净透明,呈不规则他形粒状,粒度 1~2 mm。

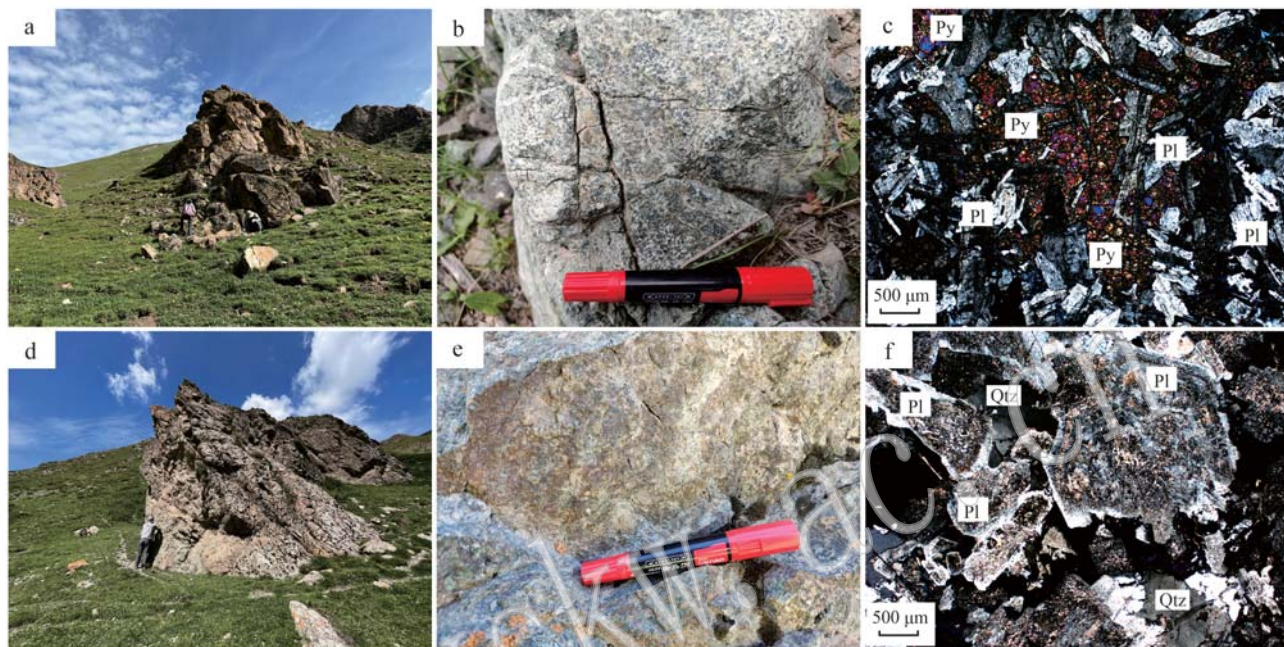


图 2 样品野外及镜下照片

Fig. 2 Field photographs and microphotographs of studied samples

a—富铌辉长岩野外露头; b—富铌辉长岩呈灰绿色; c—富铌辉长岩中的辉石具有较高的干涉色(正交偏光); d—斜长花岗岩野外露头; e—斜长花岗岩呈灰绿色; f—斜长花岗岩(正交偏光); Py—辉石; Pl—斜长石; Qtz—石英
a—outcrop of Nb-enriched gabbros; b—gray-green Nb-enriched gabbros; c—pyroxene in Nb-enriched gabbros has a high interference color (crossed nicols); d—outcrop of plagiogranites; e—gray-green plagiogranites; f—plagiogranite (crossed nicols); Py—pyroxene; Pl—plagioclase; Qtz—quartz

3 分析方法

3.1 锆石 U-Pb 年代学

选取 1 个富铌辉长岩样品和 2 个斜长花岗岩样品细碎至 200 目后,运用常规的重力和磁法分选后,在双目显微镜下人工挑选出锆石,然后进行制靶。样品 QL09-1-1 采用锆石 SHRIMP U-Pb 测定,在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心 SHRIMP II 仪器上完成。实验加速电压为 10 kV,离子束电流为 3~6 nA,离子束直径为 25~30 μm 。

斜长花岗岩样品锆石 U-Pb 定年测试分析工作由中国地质科学院完成。利用激光剥蚀多接收器电感耦合等离子体质谱仪(LA-MC-ICP-MS)对样品 QL11-5-3.2 和样品 QL22-4-5.1 的锆石进行 U-Pb 年代学分析测定。激光剥蚀过程中激光斑束直径为

30 μm ,以 He 为载气,氩气为补偿气,详细的测试方法及流程、数据处理等可见侯可军等(2009)。数据处理采用 ICPMSDataCal 程序(Liu *et al.*, 2010)。锆石 U-Pb 谐和图采用 Isoplot 3.0 程序绘制。

3.2 锆石 Hf 同位素

锆石 Hf 同位素分析是在前述锆石 U-Pb 同位素基础上完成的。利用中国地质科学院的 Neptune Plus 型多接收等离子质谱和 GeoLasPro 193nm 激光剥蚀系统(LA-MC-ICP-MS)对锆石的 Hf 同位素进行分析。实验过程中以 He 作为剥蚀物质载气,根据锆石大小,剥蚀直径选用 44 μm 。Hf 测点位置与 U-Pb 年龄测点位置一致,测定时使用锆石国际标样 GJ-1 作为参考物质。相关仪器运行条件及详细分析流程见侯可军等(2007)。分析过程中锆石标准 GJ-1 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测试加权平均值为 $0.281\,973 \pm 0.000\,013 (2\sigma)$,在误差范围内(Elhlou *et al.*, 2006)。计算初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$

时, Lu 的衰变常数 $\lambda = 1.865 \times 10^{-11}/a$ (Schleier *et al.*, 2001), $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 计算采用球粒陨石 Hf 同位素值 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.033\ 2$ 、 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282\ 772$ (Blichert-Toft and Albarède, 1997)。在 Hf 的地幔模式年龄计算中, 亏损地幔模式年龄 (t_{DMI}) 计算采用 $(^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.038\ 4$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.283\ 25$ (Griffin *et al.*, 2002)。地壳模式年龄计算时, 采用平均地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin *et al.*, 2002)。

3.3 全岩元素与 Sr-Nd-Pb 同位素

在详细的岩相学鉴定基础上, 选取新鲜岩石样品粉碎至 200 目以下, 进行主、微量及稀土元素以及 Sr-Nd-Pb 同位素分析。全岩主量、微量、稀土元素的分析由武汉上谱分析科技有限责任公司完成。全岩主量元素分析仪器使用日本理学 (Rigaku) 生产的 ZSX Primus II 型波长色散 X 射线荧光光谱仪 (XRF), 4.0 kW 端窗铑靶 X 射线光管, 测试条件为电压 50 kV, 电流 60 mA, 主量各元素分析谱线均为 $K\alpha$ 。数据校正采用理论 α 系数法, 测试相对标准偏差 (RSD) < 2%。全岩微量元素和稀土元素 (REE) 含量在武汉上谱分析科技有限责任公司利用 Agilent 7700e ICP-MS 分析完成, 检测方法据 GB/T14506.30-2010, 误差 < 5%。用于 ICP-MS 分析的样品处理如下: ① 将 200 目样品置于 105℃ 烘箱中烘干 12 h; ② 准确称取粉末样品 50 mg 置于 Teflon 溶样弹中; ③ 先后依次缓慢加入 1 mL 高纯 HNO_3 和 1 mL 高纯 HF; ④ 将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190℃ 烘箱中加热 24 h 以上; ⑤ 待溶样弹冷却, 开盖后置于 140℃ 电热板上蒸干, 然后加入 1 mL HNO_3 并再次蒸干; ⑥ 加入 1 mL 高纯 HNO_3 、1 mL MQ 水和 1 mL 内标 In (浓度为 1×10^{-6}), 再次将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190℃ 烘箱中加热 12 h 以上; ⑦ 将溶液转入聚乙烯料瓶中, 并用 2% HNO_3 稀释至 100 g 以备 ICP-MS 测试。

Sr-Nd-Pb 同位素测试由武汉上谱分析科技有限责任公司完成。前处理在配备 100 级操作台的千级超净室完成。Sr 同位素分析采用德国 Thermo Fisher Scientific 公司的 MC-ICP-MS (Neptune Plus)。仪器配备 9 个法拉第杯接收器。 $^{83}\text{Kr}^+$ 、 $^{167}\text{Er}^{++}$ 、 $^{84}\text{Sr}^+$ 、 $^{85}\text{Rb}^+$ 、 $^{86}\text{Sr}^+$ 、 $^{173}\text{Yb}^{++}$ 、 $^{87}\text{Sr}^+$ 、 $^{88}\text{Sr}^+$ 同时被 L4、L3、L2、L1、C、H1、H2、H3 等 8 个接收器接收。其中 $^{83}\text{Kr}^+$ 、 $^{85}\text{Rb}^+$ 、 $^{167}\text{Er}^{++}$ 、 $^{173}\text{Yb}^{++}$ 被用于监控并校正 Kr、Rb、Er 和 Yb 对 Sr 同位素的同质异位素干扰。MC-ICP-MS 采用了 H+S

锥组合和干泵以提高仪器灵敏度。Sr 同位素仪器分馏校正采用指数方程, 以 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375\ 209$ 进行校正。准确度优于 0.03‰。Nd 同位素分析采用德国 Thermo Fisher Scientific 公司的 MC-ICP-MS (Neptune Plus)。仪器配备 9 个法拉第杯接收器。 $^{142}\text{Nd}^+$ 、 $^{143}\text{Nd}^+$ 、 $^{144}\text{Nd}^+$ 、 $^{145}\text{Nd}^+$ 、 $^{146}\text{Nd}^+$ 、 $^{147}\text{Sm}^+$ 、 $^{148}\text{Nd}^+$ 、 $^{149}\text{Sm}^+$ 、 $^{150}\text{Nd}^+$ 同时被 L4、L3、L2、L1、C、H1、H2、H3、H4 等 9 个接收器接收。其中 $^{147}\text{Sm}^+$ 被用于监控并校正 Sm 对 Nd 同位素的同质异位素干扰。MC-ICP-MS 采用了 H+S 锥组合和干泵以提高仪器灵敏度。Nd 同位素仪器分馏校正采用指数方程, 以 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721\ 9$ 进行校正。准确度优于 0.05‰。BCR-2 (玄武岩) 和 RGM-2 (流纹岩) (USGS) 被选择作为流程监控标样。两个样品分别代表了基性岩和酸性岩, 具有显著的物理化学差异。RGM-2 的具有较高的 Rb 含量 (149×10^{-6}) 和适中的 Sr 含量 (108×10^{-6}), 可以有效监控 Rb 的分离过程和测试结果。

Pb 同位素分析采用德国 Thermo Fisher Scientific 公司的 MC-ICP-MS (Neptune Plus)。仪器配备 9 个法拉第杯接收器。 $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ 、 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 、 ^{208}Pb 、 ^{203}Tl 、 ^{205}Tl 和 ^{202}Hg 同时被 7 个接收器接收。其中 ^{202}Hg 被用于监控并校正 ^{204}Hg 对 ^{204}Pb 同位素的同质异位素干扰, $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ 天然比值采用 0.230 1。MC-ICP-MS 采用了 Jet+X 锥组合和干泵以提高仪器灵敏度。Pb 同位素比值采用 $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl} = 0.418\ 922$ 进行指数归一化校正。测试准确度优于 0.03%。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年代学

选取 1 个富铌辉长岩样品 (QL09-1-1) 和 2 个斜长花岗岩样品 (QL22-4-5.1 和 QL11-5-3.2) 进行了锆石 U-Pb 定年。阴极发光图像显示锆石多为半自形-自形棱柱状, 半透明-透明, 长 50~200 μm , 宽 30~100 μm , 长宽比为 1:1~2:1, 具有典型的震荡环带, 为岩浆锆石。锆石 U-Pb 分析测试结果见表 1 和表 2。富铌辉长岩样品 (QL09-1-1) 锆石加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $512 \pm 4\ \text{Ma}$ ($n = 10$, MSWD = 1.08) (图 3a), Th/U 值为 0.14~1.5; 斜长花岗岩样品 (QL22-4-5.1 和 QL11-5-3.2) 锆石加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 $522 \pm 3.3\ \text{Ma}$ ($n = 31$, MSWD = 0.078) 和 $519 \pm 1.4\ \text{Ma}$ ($n = 32$, MSWD = 0.74) (图 3b、3c), Th/U 值分别为 0.23~0.74 和 0.06~0.51。

表 1 富铌辉长岩 (QL09-1-1) 锆石 SHRIMP U-Pb 测年结果

Table 1 SHRIMP U-Pb analysis results of zircons from Nb-enriched gabbros (QL09-1-1)

测点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值						err corr	同位素年龄/Ma	
	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
QL09-1-4-7	101	93	0.95	0.055 5	4.7	0.641 0	4.9	0.083 8	1.4	0.29	519	± 7.0
QL09-1-4-8	523	350	0.69	0.056 1	1.3	0.631 0	1.7	0.081 6	1.1	0.65	506	± 5.2
QL09-1-4-9	822	173	0.22	0.057 6	0.8	0.665 4	1.3	0.083 8	1.0	0.79	519	± 5.2
QL09-1-4-10	116	68	0.60	0.046 1	4.5	0.517 0	4.7	0.081 4	1.3	0.28	504	± 6.4
QL09-1-4-11	48	17	0.36	0.044 8	13.0	0.501 0	14.0	0.081 2	1.7	0.13	503	± 8.3
QL09-1-4-12	454	409	0.93	0.056 7	1.1	0.653 0	1.6	0.083 6	1.1	0.70	518	± 5.4
QL09-1-4-13	23	18	0.81	0.054 2	11.0	0.624 0	11.0	0.083 5	2.3	0.21	517	± 11
QL09-1-4-17	66	9	0.14	0.052 9	6.3	0.607 0	6.5	0.083 2	1.4	0.22	515	± 7.2
QL09-1-4-18	301	436	1.50	0.056 5	2.0	0.645 0	2.3	0.082 7	1.1	0.50	512	± 5.6
QL09-1-4-19	52	41	0.80	0.053 1	5.5	0.594 0	5.7	0.081 1	1.6	0.27	503	± 7.6

表 2 斜长花岗岩 (QL11-5-3.2 和 QL22-4-5.1) 锆石 LA-ICP MS U-Pb 测年结果

Table 2 LA-ICP MS U-Pb analysis results of zircons from plagiogranites (QL11-5-3.2 and QL22-4-5.1)

测点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值						t/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
样品 QL11-5-3.2															
1	108	297	0.36	0.060 316	0.001 137	0.705 937	0.014 920	0.084 885	0.000 585	615	41	542	11	525	4
2	142	296	0.48	0.059 000	0.000 643	0.682 041	0.007 940	0.083 841	0.000 518	567	24	528	6	519	3
3	160	434	0.37	0.058 369	0.000 599	0.673 330	0.007 425	0.083 665	0.000 579	544	22	523	6	518	4
4	278	544	0.51	0.060 148	0.000 687	0.695 843	0.008 270	0.083 905	0.000 580	609	25	536	6	519	4
5	309	646	0.48	0.057 970	0.000 473	0.666 147	0.006 616	0.083 342	0.000 679	529	18	518	5	516	4
6	134	353	0.38	0.057 365	0.000 542	0.691 950	0.007 523	0.087 484	0.000 663	506	21	534	6	541	4
7	209	436	0.48	0.058 118	0.000 503	0.689 160	0.006 956	0.086 002	0.000 691	534	19	532	5	532	4
8	166	403	0.41	0.060 166	0.000 708	0.702 563	0.010 377	0.084 690	0.000 719	610	25	540	8	524	4
11	157	363	0.43	0.058 904	0.000 570	0.676 931	0.008 157	0.083 349	0.000 739	564	21	525	6	516	5
12	124	328	0.38	0.060 221	0.000 782	0.701 933	0.009 784	0.084 538	0.000 543	612	28	540	8	523	3
13	356	708	0.50	0.057 165	0.000 454	0.659 991	0.005 975	0.083 734	0.000 544	498	18	515	5	518	3
14	44	175	0.25	0.058 532	0.001 400	0.675 373	0.016 439	0.083 686	0.000 611	550	52	524	13	518	4
15	123	388	0.32	0.060 490	0.000 605	0.691 166	0.007 329	0.082 870	0.000 587	621	22	534	6	513	4
16	174	436	0.40	0.057 147	0.000 492	0.656 298	0.006 618	0.083 292	0.000 593	497	19	512	5	516	4
17	87	278	0.31	0.056 480	0.000 626	0.652 288	0.007 645	0.083 762	0.000 572	471	25	510	6	519	4
18	123	460	0.27	0.058 020	0.000 598	0.664 691	0.007 288	0.083 089	0.000 590	531	23	517	6	515	4
21	183	418	0.44	0.057 107	0.000 530	0.655 344	0.006 763	0.083 230	0.000 585	496	20	512	5	515	4
22	183	433	0.42	0.060 404	0.000 675	0.693 939	0.009 279	0.083 321	0.000 593	618	24	535	7	516	4
23	41	652	0.06	0.058 092	0.000 443	0.675 866	0.006 364	0.084 381	0.000 656	533	17	524	5	522	4
24	218	462	0.47	0.060 482	0.000 519	0.699 375	0.006 742	0.083 866	0.000 600	621	19	538	5	519	4
25	117	341	0.34	0.058 250	0.000 576	0.671 139	0.007 605	0.083 564	0.000 611	539	22	521	6	517	4
26	75	243	0.31	0.060 802	0.001 057	0.708 038	0.013 369	0.084 457	0.000 669	632	37	544	10	523	4
27	118	332	0.36	0.058 754	0.000 824	0.683 935	0.009 260	0.084 426	0.000 675	558	31	529	7	522	4
28	324	669	0.48	0.058 426	0.000 456	0.671 007	0.006 285	0.083 296	0.000 618	546	17	521	5	516	4
31	73	301	0.24	0.057 245	0.000 731	0.664 172	0.009 598	0.084 148	0.000 724	501	28	517	7	521	4
32	135	387	0.35	0.057 734	0.000 582	0.671 223	0.008 327	0.084 321	0.000 692	520	22	521	6	522	4
33	95	294	0.32	0.055 645	0.000 996	0.651 351	0.011 933	0.084 896	0.000 547	438	40	509	9	525	3
34	258	537	0.48	0.057 436	0.000 510	0.664 932	0.006 517	0.083 964	0.000 610	508	20	518	5	520	4
35	102	317	0.32	0.059 442	0.001 090	0.692 324	0.012 479	0.084 472	0.000 748	583	40	534	10	523	5
36	253	547	0.46	0.057 016	0.000 573	0.660 491	0.008 317	0.084 018	0.000 767	492	22	515	6	520	5
37	595	1236	0.48	0.058 135	0.000 419	0.674 021	0.005 748	0.084 088	0.000 623	535	16	523	4	520	4
38	352	716	0.49	0.057 625	0.000 453	0.669 621	0.006 327	0.084 278	0.000 640	516	17	520	5	522	4

续表 2

Continued Table 2

测点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值						t/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
QL22-4-5.1															
1	36	147	0.24	0.058 600	0.001 450	0.683 000	0.016 500	0.084 500	0.000 750	470	50	522	10	523	5
2	403	688	0.59	0.057 300	0.000 800	0.674 000	0.010 000	0.084 700	0.000 650	478	32	524	6	524	4
3	127	319	0.40	0.058 400	0.001 350	0.688 000	0.016 500	0.084 600	0.000 950	501	50	529	10	524	6
4	237	568	0.42	0.057 300	0.000 850	0.668 000	0.010 000	0.084 200	0.000 600	469	32	518	6	523	4
5	730	1 238	0.59	0.058 100	0.000 900	0.675 000	0.009 500	0.085 100	0.001 050	510	35	523	6	526	7
6	203	484	0.42	0.056 800	0.000 950	0.661 000	0.010 500	0.084 700	0.001 400	458	37	514	7	524	9
7	324	725	0.45	0.056 800	0.000 700	0.670 000	0.011 000	0.084 600	0.000 950	483	31	519	7	523	6
8	343	569	0.60	0.056 500	0.000 750	0.654 000	0.008 500	0.084 000	0.000 700	438	30	510	5	520	4
9	356	821	0.43	0.057 300	0.000 800	0.675 000	0.010 000	0.084 800	0.000 750	495	29	523	6	525	4
10	313	752	0.42	0.055 600	0.000 900	0.649 000	0.010 000	0.084 900	0.000 850	412	36	509	7	525	5
11	43	174	0.25	0.057 900	0.001 500	0.677 000	0.017 500	0.084 200	0.001 000	470	55	521	11	521	6
12	28	125	0.23	0.058 300	0.001 450	0.680 000	0.017 500	0.084 300	0.000 900	470	55	520	11	521	6
13	198	415	0.48	0.058 800	0.000 850	0.685 000	0.011 500	0.084 200	0.000 800	521	32	526	7	521	5
14	146	384	0.38	0.056 200	0.000 800	0.661 000	0.011 500	0.084 500	0.000 900	433	32	512	7	523	6
15	132	344	0.38	0.058 800	0.000 950	0.675 000	0.011 500	0.084 100	0.000 950	517	35	521	7	520	6
16	307	558	0.55	0.058 800	0.000 800	0.682 000	0.010 500	0.084 500	0.001 100	538	31	526	7	522	7
17	57	200	0.28	0.058 300	0.001 100	0.675 000	0.013 500	0.084 500	0.001 100	492	42	520	8	522	7
18	60	213	0.28	0.057 900	0.001 150	0.667 000	0.014 000	0.084 500	0.001 050	489	43	517	9	522	6
19	53	201	0.27	0.057 000	0.001 050	0.659 000	0.013 000	0.084 300	0.001 000	442	40	512	8	522	6
20	159	452	0.35	0.056 600	0.001 050	0.652 000	0.012 000	0.083 900	0.000 700	433	41	510	8	519	4
21	84	296	0.28	0.058 700	0.001 000	0.670 000	0.012 000	0.083 300	0.000 650	508	36	517	7	516	4
22	164	342	0.48	0.059 600	0.000 900	0.688 000	0.012 000	0.084 000	0.000 600	576	32	529	8	520	4
23	205	403	0.51	0.054 900	0.000 850	0.631 000	0.009 000	0.083 500	0.000 650	382	36	495	6	517	4
24	247	535	0.46	0.057 700	0.000 950	0.659 000	0.012 000	0.084 500	0.001 050	483	35	512	7	522	6
25	435	756	0.58	0.056 700	0.000 650	0.658 000	0.007 500	0.084 600	0.000 550	474	23	512	5	524	3
26	78	267	0.29	0.057 400	0.000 950	0.661 000	0.012 000	0.084 400	0.000 800	474	35	512	8	522	5
27	53	207	0.26	0.055 900	0.001 050	0.645 000	0.012 500	0.085 000	0.000 950	415	43	505	8	525	6
28	668	903	0.74	0.057 300	0.000 650	0.664 000	0.008 000	0.085 400	0.000 800	484	25	516	5	528	5
29	411	675	0.61	0.057 400	0.000 650	0.662 000	0.008 000	0.084 300	0.000 550	497	24	514	5	522	3
30	45	174	0.26	0.056 800	0.000 900	0.652 000	0.010 500	0.084 500	0.000 750	441	36	507	7	523	4
31	113	320	0.35	0.057 900	0.000 800	0.663 000	0.009 500	0.084 500	0.000 750	504	33	514	6	523	4

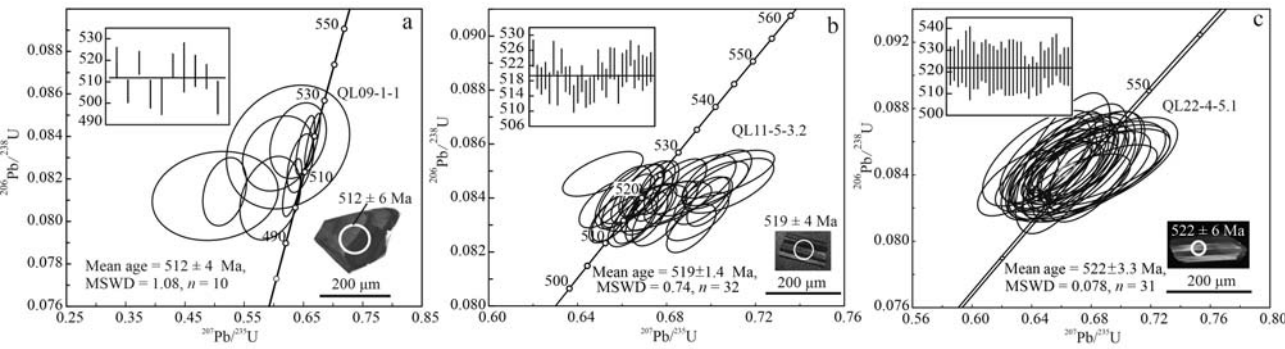


图 3 百经寺富铌辉长岩和斜长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig. 3 Zircon U-Pb concordia plots of Nb-enriched gabbros and plagiogranites from Baijingsi

4.2 锆石 Hf 同位素

本文对两组斜长花岗岩的样品进行了锆石 Hf 同位素分析,此工作在锆石 U-Pb 同位素基础上完成,测试点位置与 U-Pb 年龄测试位置基本一致。锆石 Hf 同位素实验分析数据等见表 3。斜长花岗岩样

品 QL22-4-5.1 的 $\varepsilon\text{Hf}(t) = 6.2 \sim 12.7, t_{\text{DM}2} = 1\,091 \sim 677 \text{ Ma}$;斜长花岗岩样品 QL11-5-3.2 的 $\varepsilon\text{Hf}(t) = 6.8 \sim 12.9, t_{\text{DM}2} = 971 \sim 324 \text{ Ma}$ 。

4.3 主量和微量元素

样品的全岩主、微量元素测试分析结果见表 4。

表 3 百经寺斜长花岗岩锆石 Hf 同位素数据

Table 3 Zircon Hf isotopic data of the Baijingsi plagiogranites

测点号	t/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	error	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	error	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	error	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_t$	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	t_{DM}/Ma	$t_{\text{DM}}^c/\text{Ma}$	f_s
QL22-4-5.1												
1	522	0.029 430	0.000 455	0.001 194	0.000 016	0.282 740	0.000 019	0.282 728	9.97	729	851	-0.964 032
2	522	0.102 050	0.001 796	0.003 959	0.000 101	0.282 754	0.000 024	0.282 715	9.49	766	882	-0.880 759
3	522	0.074 770	0.001 822	0.002 856	0.000 048	0.282 754	0.000 022	0.282 726	9.88	742	857	-0.913 977
4	522	0.114 380	0.001 857	0.004 475	0.000 116	0.282 705	0.000 022	0.282 661	7.60	853	1002	-0.865 208
5	522	0.089 576	0.002 784	0.003 371	0.000 046	0.282 704	0.000 025	0.282 671	7.95	828	980	-0.898 456
6	522	0.057 363	0.001 782	0.002 153	0.000 048	0.282 745	0.000 019	0.282 724	9.81	741	861	-0.935 145
7	522	0.096 215	0.002 671	0.003 677	0.000 047	0.282 658	0.000 024	0.282 622	6.21	905	1091	-0.889 232
8	522	0.115 872	0.001 716	0.004 391	0.000 013	0.282 794	0.000 026	0.282 751	10.78	713	799	-0.867 733
9	522	0.109 427	0.001 418	0.004 081	0.000 004	0.282 670	0.000 022	0.282 630	6.49	897	1072	-0.877 091
10	522	0.089 070	0.001 961	0.003 602	0.000 112	0.282 752	0.000 020	0.282 717	9.55	761	878	-0.891 498
11	522	0.040 610	0.000 642	0.001 676	0.000 011	0.282 757	0.000 024	0.282 740	10.39	715	824	-0.949 517
12	522	0.035 923	0.000 800	0.001 515	0.000 013	0.282 714	0.000 021	0.282 699	8.92	773	918	-0.954 367
13	522	0.077 020	0.001 423	0.002 959	0.000 022	0.282 742	0.000 021	0.282 713	9.43	762	885	-0.910 866
14	522	0.062 756	0.000 579	0.002 618	0.000 031	0.282 711	0.000 023	0.282 686	8.45	800	948	-0.921 138
15	522	0.083 340	0.002 465	0.003 241	0.000 068	0.282 812	0.000 022	0.282 780	11.81	663	734	-0.902 371
16	522	0.108 484	0.001 926	0.004 329	0.000 055	0.282 811	0.000 026	0.282 769	11.40	685	760	-0.869 597
17	522	0.047 741	0.000 352	0.001 991	0.000 023	0.282 707	0.000 021	0.282 687	8.51	793	944	-0.940 038
18	522	0.042 815	0.000 550	0.001 804	0.000 038	0.282 823	0.000 021	0.282 805	12.69	621	677	-0.945 652
19	522	0.058 822	0.000 275	0.002 380	0.000 033	0.282 754	0.000 022	0.282 731	10.06	732	845	-0.928 309
20	522	0.072 588	0.001 005	0.003 165	0.000 006	0.282 722	0.000 025	0.282 691	8.64	797	936	-0.904 672
21	522	0.069 500	0.001 515	0.002 903	0.000 036	0.282 743	0.000 025	0.282 715	9.48	759	882	-0.912 568
22	522	0.069 627	0.001 016	0.002 823	0.000 069	0.282 723	0.000 023	0.282 695	8.80	788	926	-0.914 957
23	522	0.082 018	0.001 030	0.003 230	0.000 025	0.282 743	0.000 027	0.282 712	9.37	766	889	-0.902 710
24	522	0.076 094	0.002 182	0.003 199	0.000 117	0.282 742	0.000 028	0.282 710	9.33	768	892	-0.903 630
25	522	0.127 335	0.001 025	0.005 102	0.000 041	0.282 711	0.000 028	0.282 661	7.58	860	1003	-0.846 335
26	522	0.045 715	0.000 551	0.002 050	0.000 009	0.282 741	0.000 028	0.282 721	9.72	744	867	-0.938 259
27	522	0.038 363	0.000 601	0.001 706	0.000 012	0.282 759	0.000 028	0.282 743	10.47	711	819	-0.948 600
28	522	0.176 072	0.002 027	0.006 903	0.000 012	0.282 796	0.000 031	0.282 728	9.97	767	851	-0.792 079
29	522	0.143 299	0.001 352	0.005 570	0.000 019	0.282 778	0.000 031	0.282 724	9.79	764	862	-0.832 232
30	522	0.031 805	0.000 932	0.001 311	0.000 031	0.282 737	0.000 023	0.282 725	9.83	735	860	-0.960 526
31	522	0.056 854	0.000 748	0.002 217	0.000 007	0.282 703	0.000 024	0.282 682	8.31	803	957	-0.933 225
QL11-5-3.2												
1	519	0.069 973	0.001 973	0.001 704	0.000 040	0.282 830	0.000 024	0.282 813	12.91	610	640	-0.948 687
2	519	0.072 198	0.000 523	0.002 189	0.000 014	0.282 777	0.000 024	0.282 756	10.89	694	751	-0.934 061
3	519	0.084 049	0.001 683	0.002 281	0.000 035	0.282 708	0.000 025	0.282 686	8.39	798	887	-0.931 302
4	519	0.093 228	0.000 911	0.002 439	0.000 020	0.282 819	0.000 021	0.282 795	12.28	638	675	-0.926 542
5	519	0.073 725	0.001 518	0.002 870	0.000 097	0.282 755	0.000 023	0.282 727	9.84	742	808	-0.913 553
6	519	0.079 545	0.000 449	0.002 854	0.000 054	0.282 802	0.000 022	0.282 774	11.53	671	716	-0.914 022
7	519	0.069 746	0.000 263	0.001 884	0.000 006	0.282 817	0.000 022	0.282 799	12.41	631	668	-0.943 265
8	519	0.085 574	0.000 752	0.002 168	0.000 014	0.282 788	0.000 024	0.282 766	11.25	679	731	-0.934 692
9	519	0.088 292	0.000 993	0.002 994	0.000 048	0.282 742	0.000 026	0.282 713	9.36	763	834	-0.909 819
10	519	0.076 681	0.001 642	0.002 221	0.000 060	0.282 726	0.000 028	0.282 704	9.05	770	851	-0.933 088
11	519	0.065 206	0.000 573	0.001 951	0.000 015	0.282 685	0.000 029	0.282 666	7.71	823	924	-0.941 226
12	519	0.077 204	0.000 175	0.002 026	0.000 009	0.282 766	0.000 030	0.282 746	10.53	708	770	-0.938 977
13	519	0.070 405	0.001 814	0.003 091	0.000 074	0.282 755	0.000 029	0.282 725	9.77	746	812	-0.906 886
14	519	0.050 400	0.000 521	0.001 440	0.000 009	0.282 757	0.000 030	0.282 743	10.43	710	776	-0.956 638
15	519	0.082 851	0.000 856	0.002 332	0.000 011	0.282 819	0.000 027	0.282 796	12.31	636	673	-0.929 768
16	519	0.047 772	0.000 473	0.002 212	0.000 023	0.282 746	0.000 028	0.282 725	9.78	740	811	-0.933 366
17	519	0.123 665	0.000 941	0.003 408	0.000 009	0.282 799	0.000 029	0.282 766	11.22	686	733	-0.897 347
18	519	0.051 971	0.000 318	0.001 518	0.000 007	0.282 721	0.000 029	0.282 706	9.11	763	848	-0.954 265
19	519	0.048 011	0.000 240	0.001 480	0.000 004	0.282 759	0.000 028	0.282 745	10.48	708	773	-0.955 432
20	519	0.065 067	0.000 452	0.002 036	0.000 012	0.282 744	0.000 030	0.282 724	9.75	741	813	-0.938 672
21	519	0.069 577	0.002 506	0.002 140	0.000 044	0.282 704	0.000 028	0.282 683	8.31	800	891	-0.935 534
22	519	0.074 961	0.000 728	0.002 196	0.000 017	0.282 751	0.000 032	0.282 729	9.94	733	802	-0.933 859
23	519	0.072 915	0.000 947	0.002 219	0.000 020	0.282 747	0.000 030	0.282 725	9.79	740	811	-0.933 175
24	519	0.076 306	0.000 782	0.002 219	0.000 017	0.282 799	0.000 029	0.282 778	11.65	663	709	-0.933 162
25	519	0.079 417	0.000 917	0.002 307	0.000 024	0.282 757	0.000 034	0.282 735	10.14	726	792	-0.930 511
26	519	0.058 465	0.000 958	0.001 903	0.000 005	0.282 735	0.000 028	0.282 716	9.47	751	828	-0.942 669
27	519	0.053 050	0.000 129	0.001 649	0.000 013	0.282 794	0.000 028	0.282 778	11.66	661	709	-0.950 337
28	519	0.060 394	0.001 440	0.001 974	0.000 064	0.282 661	0.000 030	0.282 642	6.84	859	971	-0.940 552
29	519	0.052 487	0.000 467	0.001 585	0.000 007	0.282 758	0.000 030	0.282 743	10.42	711	776	-0.952 261
30	519	0.058 022	0.000 245	0.001 608	0.000 006	0.282 761	0.000 030	0.282 745	10.49	708	772	-0.951 575
31	519	0.120 987	0.000 979	0.003 151	0.000 023	0.282 805	0.000 033	0.282 774	11.53	672	716	-0.905 100
32	519	0.077 167	0.001 353	0.002 413	0.000 036	0.282 697	0.000 029	0.282 674	7.98	816	909	-0.927 310
33	519	0.117 078	0.001 121	0.002 890	0.000 010	0.282 709	0.000 045	0.282 680	8.21	810	897	-0.912 947
34	519	0.100 779	0.000 662	0.002 864	0.000 019	0.283 004	0.000 028	0.282 977	18.69	369	324	-0.913 750

表 4 百经寺岩浆岩主量元素 ($w_B\%$) 和微量元素 ($w_B/10^{-6}$) 含量Table 4 Contents of major elements ($w_B\%$) and trace elements ($w_B/10^{-6}$) of the Baijingsi magmatic rocks

岩性	富铈辉长岩					斜长花岗岩	
样品号	QL22-4-2. 1	QL22-4-2. 3	QL22-4-2. 4	QL22-4-2. 5	QL22-4-2. 6	QL22-4-5. 1	QL11-5-3. 2
SiO ₂	48.02	48.69	48.71	48.40	48.59	62.45	60.08
TiO ₂	2.08	1.50	1.64	1.65	2.05	0.23	0.27
Al ₂ O ₃	15.71	17.44	17.61	17.92	15.98	16.19	15.24
Fe ₂ O ₃ ^T	11.20	9.07	9.37	9.52	11.36	5.44	6.37
MnO	0.18	0.12	0.13	0.13	0.14	0.10	0.13
MgO	7.47	7.31	7.68	7.69	7.38	2.36	3.22
CaO	5.83	5.58	5.05	4.89	5.79	3.47	4.02
Na ₂ O	4.39	4.73	4.41	4.22	4.66	3.86	5.52
K ₂ O	0.70	0.70	1.04	1.21	0.39	1.66	0.31
P ₂ O ₅	0.30	0.25	0.26	0.25	0.36	0.05	0.06
L. O. I	4.04	3.99	3.69	3.87	3.63	4.07	4.50
Total	99.91	99.36	99.59	99.75	100.33	99.89	99.72
Mg [#]	56.93	61.5	61.88	61.53	56.26	46.25	50.03
A/CNK	0.85	0.93	1.00	1.05	0.86	1.12	0.91
A/NK	1.97	2.05	2.10	2.17	1.98	1.99	1.62
Sc	46.99	36.31	40.84	40.85	44.63	15.31	22.4
V	266.99	227.09	213.52	205.95	268.22	102.69	102.00
Cr	102.26	156.82	183.89	182.16	99.13	13.60	11.90
Co	36.89	33.11	33.88	33.18	36.24	11.93	18.40
Ni	32.98	43.67	46.49	48.45	31.53	4.38	7.53
Cu	82.36	56.40	65.83	69.77	80.13	11.43	—
Zn	82.34	63.82	66.39	67.97	79.67	39.19	—
Ga	16.72	15.36	16.75	17.41	16.87	13.35	—
Rb	8.34	13.34	16.86	19.65	5.95	31.09	5.46
Sr	451.29	490.73	492.76	495.59	473.28	215.35	107.00
Y	34.24	27.99	29.26	28.61	37.38	5.91	7.69
Zr	159.27	124.22	132.52	128.88	170.87	54.31	44.70
Nb	9.92	7.49	8.12	8.03	10.84	1.41	1.71
Cs	1.52	1.98	1.96	2.08	1.26	3.51	—
Ba	339.01	250.10	295.89	313.74	137.31	219.96	61.00
La	11.88	9.80	9.94	10.02	12.65	7.13	5.56
Ce	31.31	25.70	26.26	25.62	34.11	14.89	13.00
Pr	4.45	3.62	3.78	3.52	4.81	1.76	1.64
Nd	19.53	16.07	16.47	15.15	21.00	6.60	6.52
Sm	5.03	4.20	4.47	4.36	5.86	1.50	1.71
Eu	1.77	1.58	1.59	1.51	2.03	0.48	0.43
Gd	5.78	4.67	4.99	4.96	6.19	1.21	1.55
Tb	1.04	0.85	0.87	0.83	1.08	0.18	0.26
Dy	6.20	4.89	5.18	5.16	6.56	0.97	1.60
Ho	1.26	1.04	1.08	1.05	1.41	0.21	0.32
Er	3.74	2.90	3.19	2.92	3.85	0.66	1.03
Tm	0.53	0.41	0.44	0.44	0.56	0.10	0.14
Yb	3.40	2.69	2.86	2.84	3.65	0.74	0.98
Lu	0.51	0.40	0.44	0.42	0.56	0.13	0.16
Hf	3.80	2.97	3.12	3.01	3.85	1.48	1.34
Ta	0.64	0.49	0.54	0.50	0.68	0.10	0.12
Pb	5.02	3.56	3.54	3.57	5.78	5.47	3.97
Th	1.71	1.35	1.41	1.29	1.88	2.54	2.24
U	0.79	0.62	0.66	0.60	0.91	0.55	0.61
Sr/Y	13.18	17.53	16.84	17.32	12.66	36.45	13.91
La/Yb	3.49	3.65	3.48	3.52	3.47	9.62	5.67
Nb/Yb	2.92	2.79	2.84	2.82	2.97	1.89	1.74

全岩地球化学结果显示富铌辉长岩 SiO_2 含量为 48.02%~48.71%, K_2O 含量 0.39%~1.21%, Na_2O 含量为 4.22%~4.73%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值在 0.08~0.29 之间。在 TAS 图解中(图 4a), 样品点主要落入辉长岩和二长辉长岩区。 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解表明富铌辉长岩属钙碱性系列(图 4b)。 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 、Cr-Y 和 TiO_2-MgO 图解(图 5)显示样品与 Mariana FAB 相似。与典型岛弧玄武岩相比, 样品具有更高的 TiO_2 含量(1.50%~2.08%)、 P_2O_5 含量(0.25%~0.36%)和 Nb 含量(7.49×10^{-6} ~ 10.8×10^{-6}) (Sun and McDonough, 1989), 同时具有较高的 Nb/U 值(介于 11.9~13.4 之间), 且 $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{N}} > 0.5$, 符合 Sajona 等(1993, 1996)所提出的富 Nb 玄武岩特征,

并且在 Nb/La-MgO 及 Nb/U-Nb 图解中落入富 Nb 玄武岩区域(图 6)。稀土和微量元素配分图(图 7a)显示富铌辉长岩弱的轻稀土元素(LREE)富集与重稀土元素(HREE)亏损, 其 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 2.5 左右, 且相对富集大离子亲石元素(LILE), 并呈现出明显的 Nb、Ta 负异常(图 7b)。

斜长花岗岩 SiO_2 (60.08%~62.45%) 和 Na_2O (3.86%~5.52%) 含量较高, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ (5.44%~6.37%) 和 K_2O (0.31%~1.66%) 含量相对较低。在 TAS 图解中(图 4a), 样品点落在闪长岩-花岗闪长岩区域, 具有亚碱性成分。 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 图解表明斜长花岗岩属低钾系列和钙碱性系列(图 4b)。稀土配分图(图 7a)显示斜长花岗岩轻稀土元素(LREE)

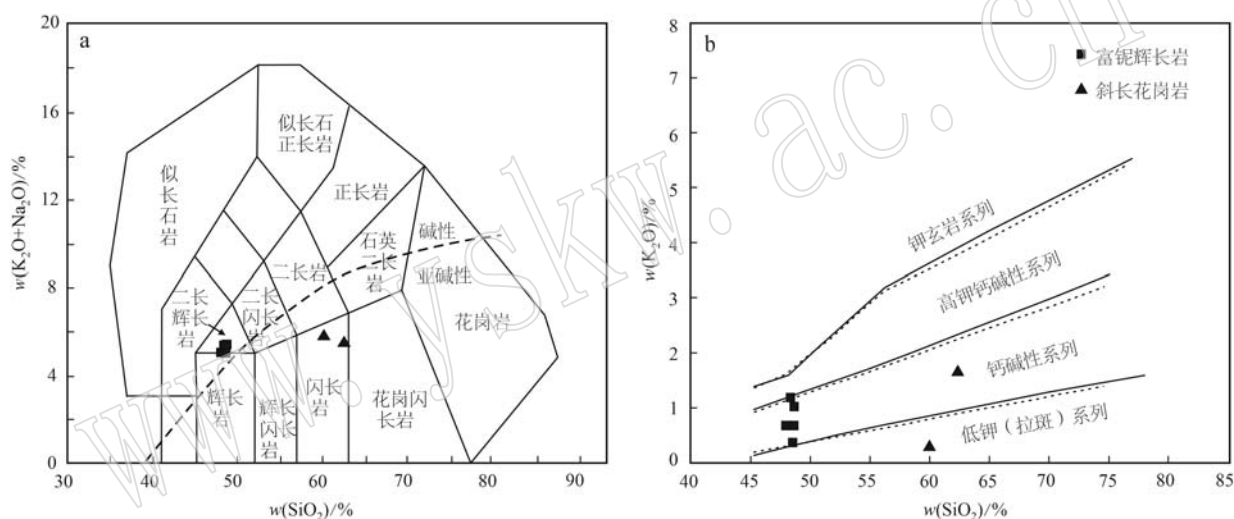


图 4 TAS 图解(a, 据 Middlemost, 1994) 和 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 图解(b, 据 Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 4 TAS diagram (a, after Middlemost, 1994) and $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ diagram (b, after Peccerillo and Taylor, 1976)

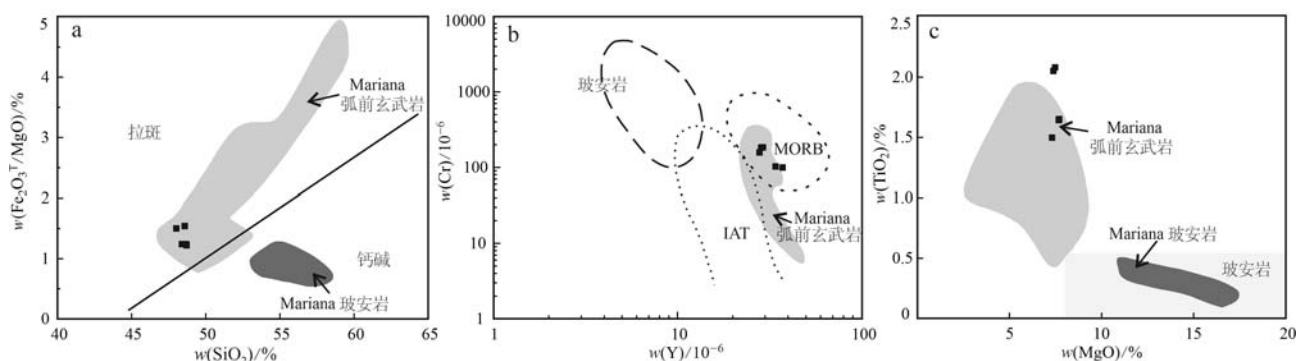


图 5 百经寺富铌辉长岩 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 图解(a, 据 Winchester and Floyd, 1997)、Cr-Y 图解(b, 据 Dilek and Furnes, 2014) 和 TiO_2-MgO 图解(c, 据 Le Bas, 2000)

Fig. 5 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (a, after Winchester and Floyd, 1997), Cr-Y (b, after Dilek and Furnes, 2014) and TiO_2-MgO (c, after Le Bas, 2000) diagrams of Nb-enriched gabbros in Baijingsi

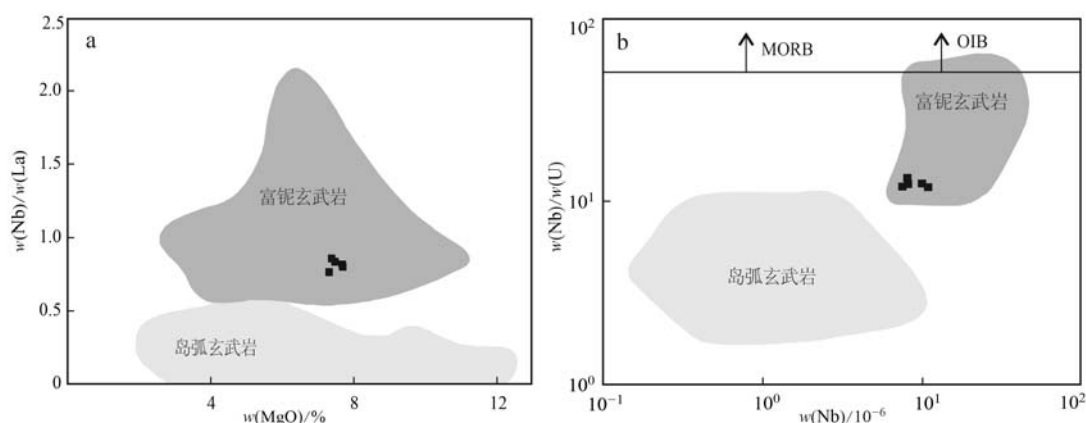


图 6 Nb/La-MgO(a) 和 Nb/U-Nb(b) 判别图解 (据 Kepezhinskas *et al.*, 1996)
Fig. 6 Nb/La-MgO (a) and Nb/U-Nb (b) diagrams (after Kepezhinskas *et al.*, 1996)

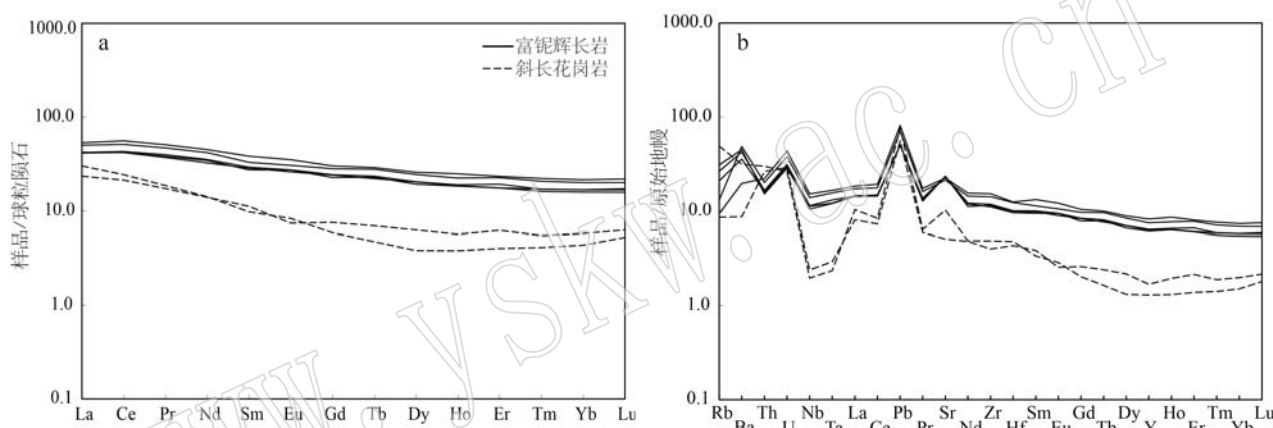


图 7 百经寺富铌辉长岩和斜长花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)
(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) for the Baijingsi Nb-enriched gabbros and plagiogranites (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

富集与重稀土元素 (HREE) 亏损, 具有轻微的 Eu 正负异常, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 4.07~6.90。微量元素原始地幔标准化蛛网图显示相对富集 Ba、Sr、U 等大离子亲石元素, 而亏损 Nb、Ta 等高场强元素 (图 7b)。

4.4 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素

6 个富铌辉长岩样品和 1 个斜长花岗岩样品的全岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成分析结果见表 5 和表 6。结果显示, 富铌辉长岩的 $I_{\text{Sr}} = 0.70560 \sim 0.70574$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 +4.38 ~ +5.78 之间, 校正后的 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 值分别为 17.711~17.77、15.544~15.549 和 37.436~37.543; 斜长花岗岩样品的 I_{Sr} 值为 0.70402, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 +3.35, 校正后的 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 值分别为 18.185、15.582 和 37.516。

5 讨论

5.1 岩石成因与构造环境

5.1.1 富铌辉长岩

百经寺富铌辉长岩不同于经典岛弧玄武岩, 具有明显高的 Nb、 TiO_2 和 P_2O_5 含量及高的 $(\text{Nb}/\text{La})_N$ 值, 表明其不太可能形成于流体交代的地幔楔部分熔融 (Kepezhinskas *et al.*, 1996)。典型的富铌玄武岩通常被认为来自富集地幔或洋岛玄武岩 (OIB) 与亏损地幔的混合 (Castillo *et al.*, 2002), 或板片熔体 (即埃达克质熔体) 交代的地幔楔的部分熔融 (Defant *et al.*, 1992; Sajona *et al.*, 1996)。

百经寺富铌辉长岩与 OIB 和洋脊玄武岩 (MORB) 之间的地球化学特征存在明显差异。首先,

表 5 百经寺富铌辉长岩和斜长花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成
Table 5 Sr-Nd isotopic compositions of the Baijingsi Nb-enriched gabbros and plagiogranites

样品号	岩性	t/Ma	$w_B/10^{-6}$		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$w_B/10^{-6}$		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	I_{Sr}	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM}/Ma	t_{DM2}/Ma
			Rb	Sr				Sm	Nd								
QL22-4-2.1	富铌辉长岩	512	8.34	451	0.053 3	0.706 121	5	5.03	19.5	0.155 8	0.512 790	7	0.705 7	2.97	5.65	948	613
QL22-4-2.3	富铌辉长岩	512	13.3	491	0.078 4	0.706 223	6	4.20	16.1	0.157 9	0.512 789	10	0.705 7	2.95	5.49	987	616
QL22-4-2.4	富铌辉长岩	512	16.9	493	0.098 7	0.706 359	5	4.47	16.5	0.164 1	0.512 801	9	0.705 6	3.18	5.32	1 073	603
QL22-4-2.5	富铌辉长岩	512	19.7	496	0.114 4	0.706 439	6	4.36	15.1	0.174 0	0.512 786	8	0.705 6	2.89	4.38	1 396	637
QL22-4-2.6	富铌辉长岩	512	5.95	473	0.036 3	0.706 000	6	5.86	21.0	0.168 9	0.512 793	6	0.705 7	3.02	4.85	1 212	621
QL22-4-5.1	斜长花岗岩	522	31.1	215	0.416 6	0.707 303	5	1.50	6.60	0.137 2	0.512 606	8	0.704 2	-0.62	3.35	1 084	886
QL22-4-2.1(R)	富铌辉长岩	512	8.34	451	0.053 3	0.706 122	6	5.03	19.5	0.155 8	0.512 797	7	0.705 7	3.10	5.78	930	602

表 6 百经寺富铌辉长岩和斜长花岗岩的 Pb 同位素组成
Table 6 Pb isotopic compositions of the Baijingsi Nb-enriched gabbros and plagiogranites

样品号	样品描述	$w_B/10^{-6}$			t/Ma	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$		
		U	Th	Pb							
QL22-4-2.1	富铌辉长岩	0.794 7	1.714 1	5.02	512	18.595 6	15.596 7	38.116 1	17.767 0	15.549 0	37.543 0
QL22-4-2.3	富铌辉长岩	0.622 7	1.352 5	3.56	512	18.636 9	15.600 6	38.080 0	17.721 0	15.548 0	37.442 0
QL22-4-2.4	富铌辉长岩	0.655 2	1.405 7	3.54	512	18.683 0	15.603 7	38.104 5	17.711 0	15.548 0	37.436 0
QL22-4-2.5	富铌辉长岩	0.599 6	1.290 6	3.57	512	18.621 2	15.598 7	38.058 0	17.741 0	15.548 0	37.450 0
QL22-4-2.6	富铌辉长岩	0.910 7	1.879 7	5.78	512	18.546 9	15.591 6	38.050 7	17.723 0	15.544 0	37.505 0
QL22-4-5.1	斜长花岗岩	0.551 9	2.542 4	5.47	522	18.727 0	15.613 1	38.316 0	18.185 0	15.582 0	37.516 0
QL22-4-2.1(R)	富铌辉长岩	0.790 0	1.710 0	5.02	512	18.594 2	15.596 2	38.112 3	17.770 0	15.549 0	37.540 0

OIB 与 MORB 的 Nb/U 和 Ce/Pb 值相似, 分别为 47 ± 10 和 25 ± 5 (Hofmann *et al.*, 1986; Sun and McDonough, 1989), 而百经寺富铌辉长岩的 Nb/U 和 Ce/Pb 值相对较低, 分别为 $11.9 \sim 13.4$ 和 $5.9 \sim 7.4$ 。其次, 虽然富铌辉长岩的 Nb 含量相对于典型的岛弧玄武岩来说是富集的, 但大部分富铌辉长岩在原始地幔标准化微量元素图解中仍然显示岛弧岩浆所特有的 Nb、Ta 负异常特征, 而 OIB 则显示显著的 Nb 正异常。

一般认为出露于岛弧环境中的富 Nb 玄武质岩石主要可能起源于埃达克质熔体交代的地幔楔的部分熔融 (Defant and Kepezhinskis, 2001)。 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 结果表明百

经寺富铌辉长岩的母岩浆来源于长期亏损的地幔源 (图 8), 且受到了板块流体或熔体的改造 (Zhang *et al.*, 2021)。百经寺富铌辉长岩不相容元素显示具有明显熔体交代相关的富集特征 (图 9a、9b), 相容元素 Ni-Cr 相关图解显示其位于板片熔体-地幔混合的演化线附近, 具有板片熔体交代的特征 (图 9c)。此外, 在 Ba/Th-La/Sm 图解中 (图 9d), 百经寺富铌辉长岩也显示出明显的板块熔体加入地幔源区的特征, 类似于 Mariana 玻安岩。板片熔体较俯冲洋壳释放的流体更富集 Nb、Ti (Kepper, 1996), 受熔体交代的地幔橄榄岩熔融形成的岛弧玄武岩 (即富铌玄武岩) 较受俯冲流体交代的地幔橄榄岩熔融形成的岛弧玄武质岩明显富 Nb、Ti (王强等, 2003), 与百

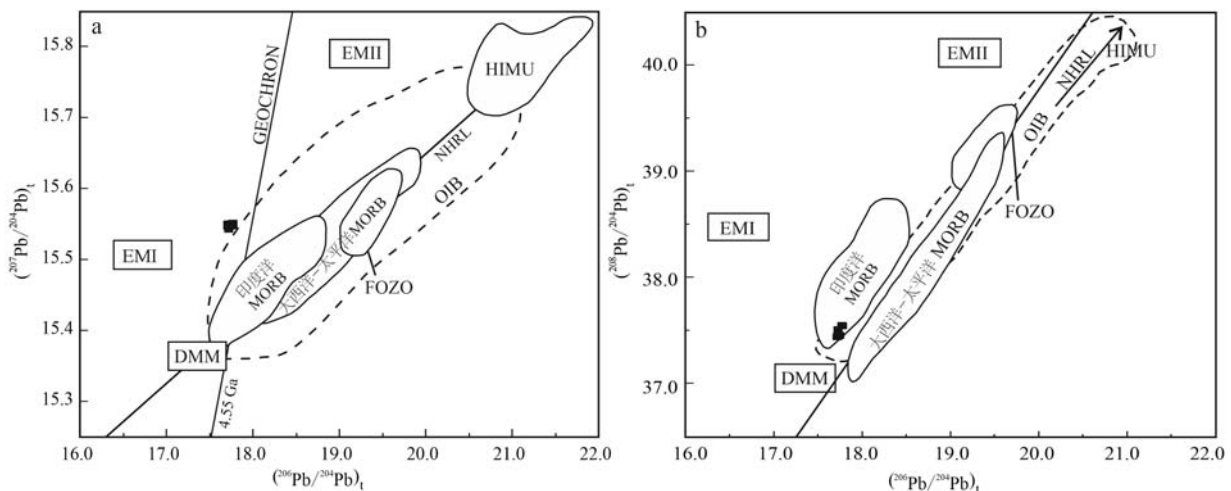


图 8 百经寺富铌辉长岩 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (a) 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 图解 (据 Zhang *et al.*, 2022)

Fig. 8 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (a) and $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (b) diagrams of the Nb-enriched gabbros in Baijingsi (after Zhang *et al.*, 2022)

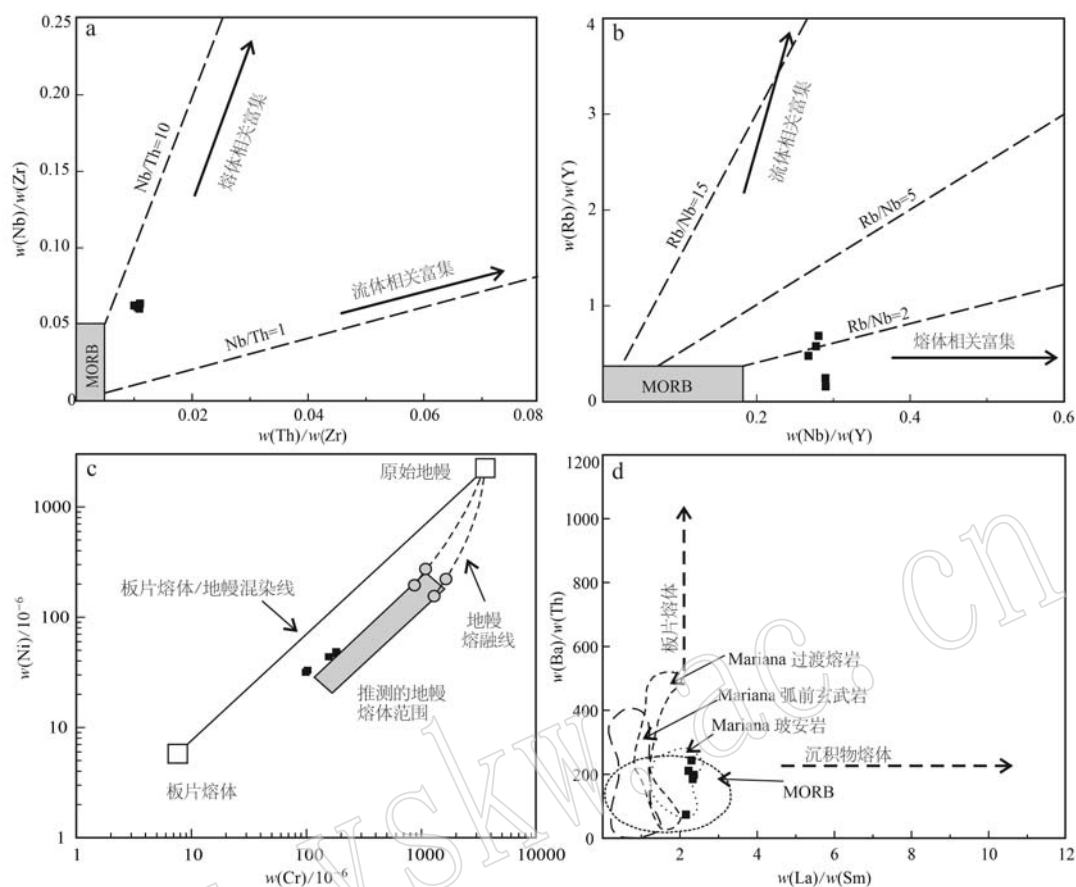


图 9 百经寺富铌辉长岩 Nb/Zr-Th/Zr (a, 据 Kepezhinskias *et al.*, 1997)、Rb/Y-Nb/Y (b, 据 Kepezhinskias *et al.*, 1997)、Ni-Cr (c, 据 Tsuchiya *et al.*, 2005) 和 Ba/Th-La/Sm (d, 据 Pearce and Robinson, 2010) 图解
Fig. 9 Nb/Zr-Th/Zr (a, after Kepezhinskias *et al.*, 1997), Rb/Y-Nb/Y (b, after Kepezhinskias *et al.*, 1997), Ni-Cr (c, after Tsuchiya *et al.*, 2005) and Ba/Th-La/Sm (d, after Pearce and Robinson, 2010) diagrams for Nb-enriched gabbros from the Baijingsi

经寺富铌辉长岩相符合。因此推断百经寺富铌辉长岩可能起源于俯冲衍生熔体交代的地幔楔的部分熔融。

富 Nb 岛弧玄武岩是大洋板片俯冲作用的直接产物,是指示岛弧构造环境的有力证据(张海啸等, 2005)。因此百经寺富铌辉长岩的发现,指示百经寺一带在早寒武世位于岛弧构造环境,为研究百经寺地区这一时期洋壳俯冲作用和过程提供了极为重要的地球化学信息。富铌辉长岩的 Nb、Ta 负异常和高 Ba/Nb 值一直被认为是俯冲的证据(Taylor *et al.*, 1994)。此外,初始俯冲期间俯冲带的氧化条件是 MORB 地幔源的近两倍(Reagan *et al.*, 2010)。这是由于板片释放的含水流体的引入,增强了多价元素在循环过程中的流动性,氧化火山挥发物的脱气,并在俯冲开始后促进了大陆地壳的形成(Brounce *et al.*, 2015)。主要赋存于橄榄岩的辉石中的 Ti/V、V/Sc 值是判别构造环境的标志(Mallmann and O'Neill, 2009; Brounce *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2020)。百经寺富铌玄武岩的 V/Sc 值与 Izu-Bonin-Mariana 和

Tonga 弧前的玻安岩和过渡熔岩相似(图 10)。综上所述,百经寺富铌辉长岩与 Izu-Bonin-Mariana 弧前相似,显示出明显的俯冲特征。因此,我们认为百经寺富铌辉长岩形成于初始俯冲体系,类似于 Izu-Bonin-

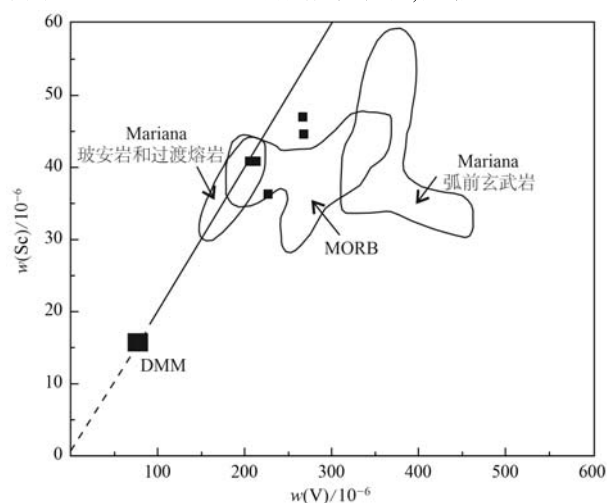


图 10 Sc-V 图解(据 Pearce and Robinson, 2010)
Fig. 10 Sc-V diagram (after Pearce and Robinson, 2010)

Mariana 的自发初始俯冲(Whattam and Stern., 2011)。

5.1.2 斜长花岗岩

百经寺斜长花岗岩 K_2O 含量低, K_2O/Na_2O 、 $(La/Yb)_N$ 、 $(Gd/Yb)_N$ 值均较低, 稀土元素分布模式较为平缓, 全岩 Nd 同位素 $[\epsilon Nd(t) = 3.35]$ 和锆石 Hf 同位素 $[\epsilon Hf(t) = 6.2 \sim 18.7]$ 显示出明显亏损特征, 与未明显受成熟大陆地壳污染的大洋斜长花岗岩类似(Li and Li, 2003; Koepke *et al.*, 2004, 2007)。前人的研究认为, 大洋斜长花岗岩的形成机制有两种: 含水辉长岩的分离结晶(Li and Li, 2003; Jiang *et al.*, 2008; Yin *et al.*, 2015)和交代辉长岩或角闪岩的部分熔融(Li and Li, 2003; Koepke *et al.*, 2004; Grimes *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2021; Ma *et al.*, 2021)。

百经寺斜长花岗岩位于弧前蛇绿岩中, 它们的

形成和演化可能在很大程度上取决于地幔楔和大洋板块等源区的岩浆活动。不同成因的大洋斜长花岗岩中 TiO_2 含量与其形成过程中的氧逸度和温度有密切的联系, TiO_2 含量可以作为鉴别大洋斜长花岗岩不同成因过程的化学标志(陈其龙, 2011), 百经寺斜长花岗岩的 TiO_2 含量较低(0.23%~0.27%), 并且在 TiO_2-SiO_2 关系图和 $TiO_2-K_2O-SiO_2$ 关系图中样品均落入含水条件下辉长岩部分熔融区域(图11), 指示镁铁质洋壳部分熔融(Koepke *et al.*, 2007; France *et al.*, 2010; Grimes *et al.*, 2013)。全岩正的 Nd 同位素值和锆石强烈正的 Hf 同位素值表明样品来源于亏损源区的熔融。从 $Ce/Nb-Ce$ 和 $Ce/Pb-Ce$ 图解中可以看出斜长花岗岩的形成可能受到少量俯冲沉积物影响(图12)。基于以上证据, 我们认

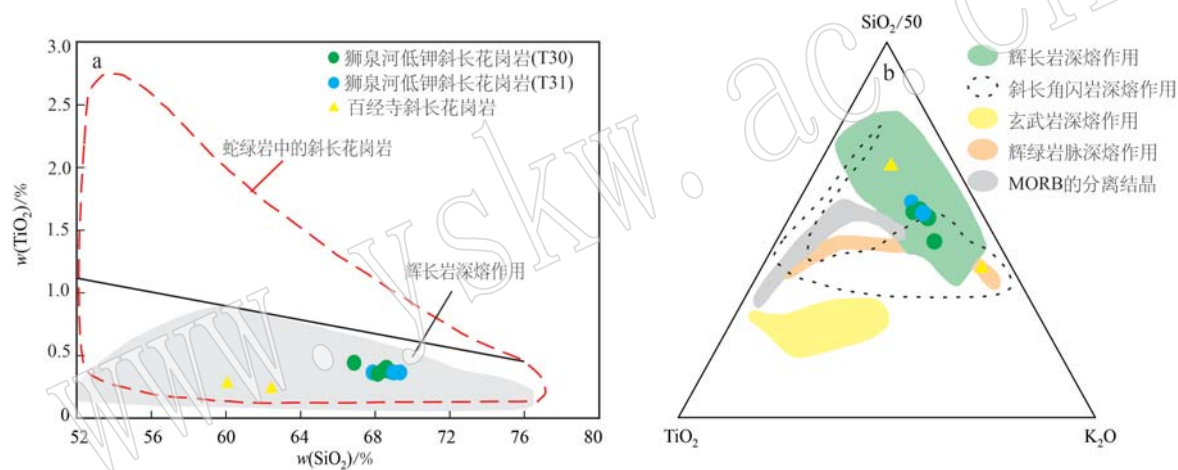


图 11 TiO_2-SiO_2 (a, 据 Koepke *et al.*, 2007) 和 $TiO_2-K_2O-SiO_2/50$ 图解 (b, 据 France *et al.*, 2010)

Fig. 11 TiO_2-SiO_2 (a, after Koepke *et al.*, 2007) and $TiO_2-K_2O-SiO_2/50$ (b, after France *et al.*, 2010) diagrams

其他数据依据 Li *et al.*, 2022

Other data sources are from Li *et al.*, 2022

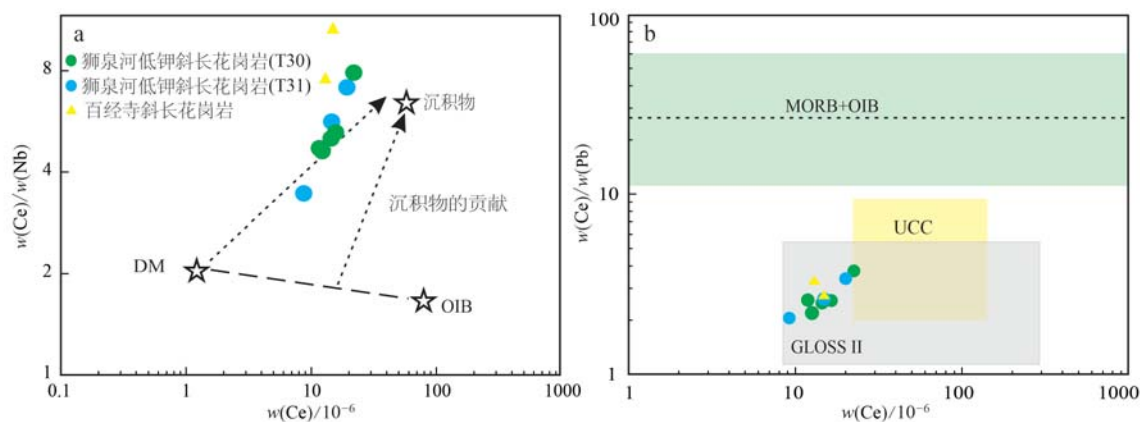


图 12 $Ce/Nd-Ce$ (a, 据 Ma *et al.*, 2021) 和 $Ce/Pb-Ce$ (b, 据 Su *et al.*, 2017) 图解

Fig. 12 $Ce/Nd-Ce$ (a, after Ma *et al.*, 2021) and $Ce/Pb-Ce$ (b, after Su *et al.*, 2017) diagrams

其他数据依据 Li *et al.*, 2022

Other data sources are from Li *et al.*, 2022

为百经寺斜长花岗岩来源于俯冲基性洋壳的部分熔融,可能有少量俯冲沉积物参与。

百经寺斜长花岗岩具有岛弧亲缘的地球化学特征,如富集大离子亲石元素,亏损高场强元素,也表明其可能形成于俯冲相关环境。前人将大洋斜长花岗岩分为4类,对于在俯冲带发育并侵入俯冲带上方(SSZ)蛇绿岩的大洋斜长花岗岩主要有剪切型和俯冲型两种(Li and Li, 2003)。百经寺斜长花岗岩受部分熔融控制,但是具有与基性洋壳部分熔融形成的剪切型和俯冲型斜长花岗岩明显不同的野外产状和地球化学组成。剪切型斜长花岗岩规模一般比较小,通常充填于镁铁质辉长岩的裂缝中,形成厘米至毫米级的岩脉和透镜体,并常与角闪岩伴生(Pedersen and Malpas, 1984; Flagler and Spray, 1991; Gillis and Coogan, 2002; Karson *et al.*, 2002)。百经寺斜长花岗岩野外露头规模较大,明显不同于剪切型斜长花岗岩。俯冲型斜长花岗岩源区为高压环境,通常表现出类似于埃达克岩的地球化学特征,如高 Sr/Y 和 La/Yb 值(Scarrows *et al.*, 2001; Li and Li, 2003),不同于百经寺斜长花岗岩较低的 Sr/Y 和 La/Yb 值。总体而言,剪切型斜长花岗岩和俯冲型斜长花岗岩的成因演化模式不能合理地解释百经寺斜长花岗岩的岩浆演化。

近年人们发现还存在着另一种发育在俯冲带弧前区域的特殊类型的大洋斜长花岗岩,代表了俯冲带中最早的长英质岛弧岩浆作用,并命名为弧前花岗岩(Li *et al.*, 2022)。弧前花岗岩的产状多样,大多为数十至数百米厚的岩脉和岩床,明显不同于剪切型斜长花岗岩(Ishikawa *et al.*, 2002; Guivel *et al.*, 2003; Shervais, 2008; Joun *et al.*, 2019)。此外,它们的岩浆源不是单一的俯冲洋壳,而是由俯冲沉积物、俯冲洋壳和上覆地幔楔组成的复合岩浆源区(Ishikawa *et al.*, 2002; Guivel *et al.*, 2003; Shervais, 2008; Joun *et al.*, 2019)。弧前花岗岩通常具有平坦的中重稀土元素分布曲线,表明它们起源于高温/低压环境(Ishikawa *et al.*, 2002; Guivel *et al.*, 2003; Shervais, 2008; Haase *et al.*, 2015; Joun *et al.*, 2019),并与玻安岩伴生产出(Ishikawa *et al.*, 2002)。它们的构造背景也是独特而一致的,都位于俯冲带的弧前区,被认为与年轻的、热的洋内俯冲带的初始形成密切相关,同时受到靠近海沟的扩张的洋中脊的出现的控制(Ishikawa *et al.*, 2002; Guivel *et al.*, 2003; Shervais, 2008; Haase *et al.*, 2015;

Joun *et al.*, 2019)。弧前花岗岩既不是堆晶成因的斜长花岗岩,也不是岛弧拉斑玄武岩晚期分离结晶的产物,它们的形成时间上应略晚于弧前玄武岩,而与玻安岩和高镁安山岩基本一致(Li *et al.*, 2022)。百经寺斜长花岗岩规模较大,地球化学特征显示其来源于俯冲洋壳的部分熔融,可能有少量沉积物参与,具有相对平缓的中重稀土元素分布曲线和较低的 Sr/Y 值,指示源区低压熔融。这些野外产状和地球化学特征与弧前花岗岩高度相似,因此推测百经寺斜长花岗岩形成于弧前环境。

5.2 北祁连洋盆的初始俯冲时限

目前认为,俯冲起始地质记录主要为 SSZ 型蛇绿岩、弧前玄武岩、玻安岩和变质底板(Reagan *et al.*, 2010; 杨高学, 2023)。SSZ 型蛇绿岩形成于俯冲起始阶段的弧前环境,形成的年龄代表的是洋盆开始俯冲消减并在俯冲带上产生新洋壳的时间,即俯冲起始时限(Stern *et al.*, 2012; 杨高学等, 2021)。弧前玄武岩是俯冲起始后最初形成的岩石(Ishizuka *et al.*, 2011)。如在 Bonin 和 Mariana 岛弧的弧前玄武岩中获得的年龄为 52 Ma,认为其代表了俯冲起始的时限(Ishizuka *et al.*, 2011; Reagan *et al.*, 2013)。玻安岩是弧前盆地形成的重要岩石学标志,是俯冲板块脱水形成的富集不相容元素的流体引起弧前强烈亏损地幔楔在低压高温条件下高程度部分熔融的产物(Stern *et al.*, 2012)。因此,多数学者将弧前玄武岩+玻安岩的岩石组合作为板块俯冲起始的岩石学证据(Li *et al.*, 2019, 2020; Ishizuka *et al.*, 2020)。变质底板是蛇绿岩就位过程中形成的洋壳变质残片,形成于俯冲起始的早期阶段(Hacker, 1990; Wakabayashi and Dilek, 2003)。地球化学模拟和实验结果表明,长英质岩浆可由俯冲板片的部分熔融直接产生(Defant and Drummond, 1990; Peacock, 1990; Sisson and Kelemen, 2018)。然而,在成熟的俯冲带中,弧前深度冷的俯冲板片很难发生部分熔融产生长英质岩浆,但是在俯冲初始阶段,热的软流圈上涌可加热俯冲板片,在较浅的深度诱发相对热的俯冲洋壳发生部分熔融,产生长英质岩浆(Yang *et al.*, 2021),对初始俯冲具有一定指示意义(Faak and Gillis, 2016; Stern and Gerya, 2018; Yang *et al.*, 2021)。

在北祁连造山带,与初始俯冲有关的岩石组合仅报道出露于北祁连大盆大坂,以弧前玄武岩(辉长-辉绿岩)和玻安岩为特征(陈雨等, 1995; Xia

et al., 2012), 其形成时代为 519~505 Ma。本文获得百经寺斜长花岗岩 (QL22-4-5.1 和 QL11-5-3.2) 锆石加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 522 ± 3 Ma 和 519 ± 1 Ma, 正如前面所讨论的那样, 我们推测其形成于俯冲初始阶段较浅部高温环境下俯冲基性洋壳部分熔融; 百经寺富铌辉长岩样品 (QL09-1-1) 锆石加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 512 ± 4 Ma, 时代略晚于斜长花岗岩, 我们推测其形成与俯冲板片在更深部发生部分熔融形成的埃达克质熔体交代上覆地幔楔有关。

本文将百经寺斜长花岗岩与弧前花岗岩进行对比, 根据系统的岩石学、地球化学和年代学研究, 通过与 Izu-Bonin-Mariana 已证实的俯冲起始 (SI) 实例的详细比较 (Reagan *et al.*, 2010; Whattam and Stern, 2011), 推测百经寺富铌辉长岩和斜长花岗岩

的成因模式如下:

北祁连原特提斯洋的初始俯冲发生于早寒武世 (522~512 Ma), 可能是岩石圈薄弱带密度差异较大导致的自发初始俯冲 (图 13)。在俯冲开始之前 (>522 Ma), 古祁连大洋岩石圈存在薄弱带和洋壳的密度不均匀, 在大约 522 Ma 时, 其密度差导致年龄较老、密度较大的洋壳沿薄弱带向相邻的较年轻且密度较小的洋壳下俯冲, 软流圈上涌为俯冲板片在浅部发生部分熔融提供了热力学条件 (Stern, 2004; Li *et al.*, 2022), 在较浅部高温环境下俯冲洋壳部分熔融形成斜长花岗岩。随着俯冲继续, 在大约 512 Ma 时, 俯冲板片在更深部发生部分熔融形成埃达克质熔体, 这些埃达克质熔体交代上覆地幔楔并使地幔楔发生部分熔融产生富铌辉长岩。

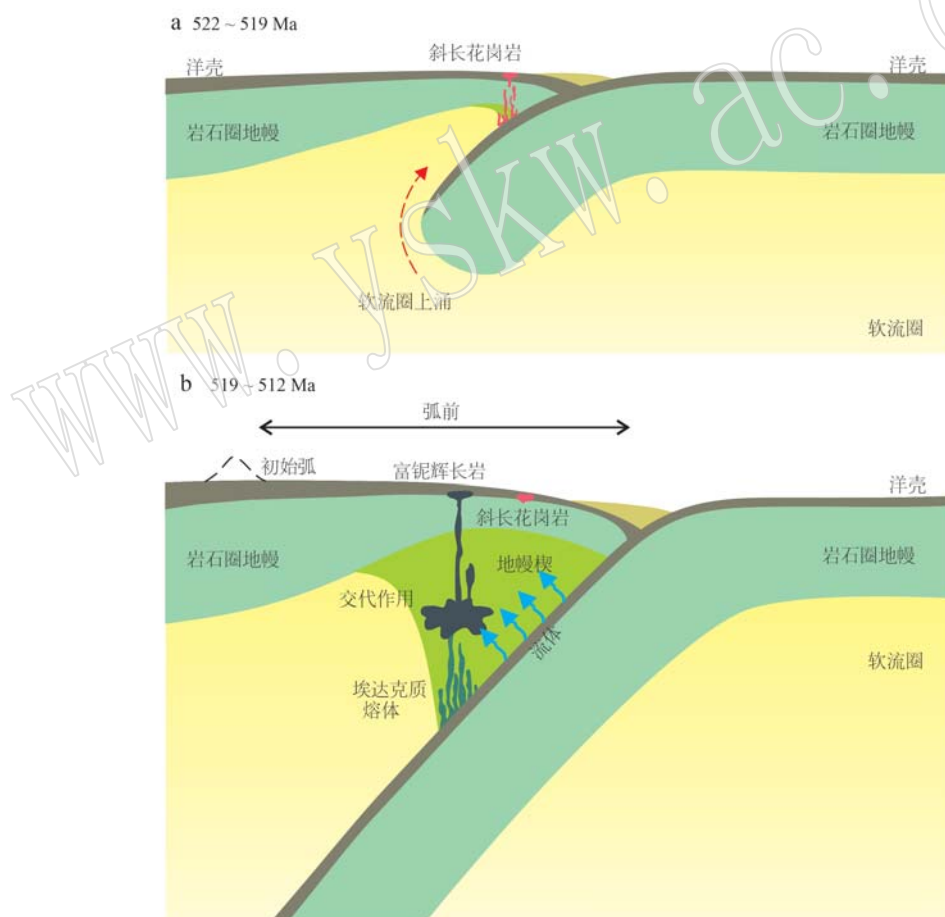


图 13 北祁连初始俯冲岩浆活动演化模式

Fig. 13 Evolution model of magmatism for initial subduction in the North Qilian Orogen

5.3 构造意义

初始俯冲作用的整个岩浆演变分 3 个阶段递进演变: 从类似洋中脊的弧前玄武岩到玻安岩、高镁安山岩, 再到正常的弧拉斑玄武岩和钙碱性熔岩, 这

些岩石的递进演变反映了与俯冲作用有关的岩浆作用从初始弧到成熟弧的演化过程 (Reagan *et al.*, 2023)。结合前文关于北祁连百经寺地区新识别出的斜长花岗岩和富铌辉长岩成因及构造环境的讨

论,其与大盆大坂中的弧前玄武岩(辉长-辉绿岩)和玻安岩共同形成于初始俯冲阶段的弧前环境。作为初始俯冲的地质记录,百经寺斜长花岗岩和富铌辉长岩进一步完善了北祁连弧前岩浆岩的岩石组合序列,据此推测北祁连洋的初始俯冲发生于早寒武世(522~512 Ma),进一步为原特提斯洋的初始俯冲时间提供了重要依据。同时,俯冲带弧前地区发现的弧前玄武岩、玻安岩和富铌玄武岩等多种初生弧火成岩组合,代表了洋陆转化形成大陆的雏形,是初生大陆的诞生地(肖庆辉等, 2016)。洋陆转换岩石学证据(洋内弧)的发现使识别、重建、研究洋盆转化为大陆成为可能,对认识大洋玄武岩如何转化为长英质大陆地壳具有重要意义。

6 结论

(1) 北祁连百经寺地区新识别出的富铌辉长岩和斜长花岗岩分布在绿片岩中,锆石 U-Pb 定年结果显示富铌辉长岩样品锆石加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 512 ± 4 Ma; 两个斜长花岗岩样品锆石加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 522 ± 3 Ma 和 519 ± 1 Ma。

(2) 富铌辉长岩的 Nb 含量为 $7.49 \times 10^{-6} \sim 10.8 \times 10^{-6}$, TiO_2 含量为 1.50%~2.08%, Nb/U 值为 11.9~13.4, $(\text{Nb}/\text{La})_N > 0.5$, 明显高于岛弧玄武岩。斜长花岗岩样品 K_2O 含量和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值均较低,具有大洋斜长花岗岩特征。

(3) 综合研究资料和区域地质,我们认为北祁连所代表的原特提斯洋的初始俯冲发生在早寒武世(522~519 Ma)。百经寺斜长花岗岩可能形成于俯冲初始阶段较浅部高温环境下俯冲洋壳的部分熔融,随着俯冲继续,在大约 512 Ma 时,俯冲板片在更深部发生部分熔融形成埃达克质熔体,这些埃达克质熔体交代上覆地幔楔,并使地幔楔发生部分熔融产生富铌辉长岩。

致谢 孟繁聪研究员和马绪宣副研究员对论文初稿提出了建设性修改意见,参加野外和部分室内工作的还有李云帅、毛小红、滕霞和武亚威,在此一并表示感谢。

References

Aumento F. 1969. Diorites from the mid-Atlantic ridge at 45°N[J]. *Science*, 165(3 898): 1 112~1 113.
Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of

chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1~2): 243~258.
Bortolotti V, Chiari M, Marroni M, *et al.* 2013. Geodynamic evolution of ophiolites from Albania and Greece (Dinaric-Hellenic belt): One, Two, or more oceanic basins? [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 102(3): 783~811.
Brounce M, Kelley K A, Cottrell E, *et al.* 2015. Temporal evolution of mantle wedge oxygen fugacity during subduction initiation[J]. *Geology*, 43(9): 775~778.
Castillo P R, Solidum R U and Punongbayan R S. 2002. Origin of high field strength element enrichment in the Sulu Arc, southern Philippines, revisited[J]. *Geology*, 30(8): 707~710.
Chen Chen, Su Benxun, Jing Jiejun, *et al.* 2018. Geological records of subduction initiation of Neo-Tethyan ocean: Ophiolites and metamorphic soles in southern Turkey [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34(11): 3 302~3 314 (in Chinese with English abstract).
Chen Qilong. 2011. The study about petrogenesis of ocean plagiogranite [J]. *Journal of Capital Normal University (Natural Science Edition)*, 32(5): 73~77 (in Chinese with English abstract).
Chen Y, Song S, Niu Y, *et al.* 2014. Melting of continental crust during subduction initiation: A case study from the Chaidanuo peraluminous granite in the North Qilian suture zone[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132: 311~336.
Chen Yu, Zhou Dejin, Wang Erqi, *et al.* 1995. Geochemical characteristics of boninite series rocks found in Dachadaban ophiolite (DDO) Sunan County, North Qilian Mountain[J]. *Acta Petrologica Sinica*, (S1): 147~153 (in Chinese with English abstract).
Coleman R G and Peterman Z E. 1975. Oceanic plagiogranite[J]. *Journal of Geophysical Research*, 80(8): 1 099~1 108.
Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 347(6 294): 662~665.
Defant M J and Kepezhinskis P. 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(6): 65~69.
Defant M J, Jackson T E, Drummond M S, *et al.* 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview[J]. *Journal of the Geological Society*, 149(4): 569~579.
Dilek Y and Furnes H. 2014. Ophiolites and their origins[J]. *Elements*, 10(2): 93~100.
Elhlou S, Belousova E, Griffin W L, *et al.* 2006. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): 158~158.
Faak K and Gillis K M. 2016. Slow cooling of the lowermost oceanic crust

- at the fast-spreading East Pacific Rise[J]. *Geology*, 44(2): 115~118.
- Flagler P A and Spray J G. 1991. Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones[J]. *Geology*, 19(1): 70~73.
- France L, Koepke J, Ildefonse B, *et al.* 2010. Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: Experimental and natural observations[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 683~704.
- Gillis K M and Coogan L A. 2002. Anatectic migmatites from the roof of an ocean ridge magma chamber[J]. *Journal of Petrology*, 43(11): 2 075~2 095.
- Griffin M, Casadio R and Bergamini C M. 2002. Transglutaminases: Nature's biological glues[J]. *Biochemical Journal*, 368(2): 377~396.
- Grimes C B, Ushikubo T, Kozdon R, *et al.* 2013. Perspectives on the origin of plagiogranite in ophiolites from oxygen isotopes in zircon [J]. *Lithos*, 179: 48~66.
- Guivel C, Lagabrie Y, Bourgois J, *et al.* 2003. Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: Origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7): 2345.
- Gurnis M, Hall C and Lavie L. 2004. Evolving force balance during incipient subduction[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(7): Q07001.
- Haase K M, Freund S, Koepke J, *et al.* 2015. Melts of sediments in the mantle wedge of the Oman ophiolite[J]. *Geology*, 43(4): 275~278.
- Hacker B R. 1990. Simulation of the metamorphic and deformational history of the metamorphic sole of the Oman ophiolite[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B4): 4 895~4 907.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. *Nature*, 309(5 971): 753~757.
- Hickey-Vargas R, Yogodzinski G M, Ishizuka O, *et al.* 2018. Origin of depleted basalts during subduction initiation and early development of the Izu-Bonin-Mariana island arc: Evidence from IODP expedition 351 site U1438, Amami-Sankaku basin[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 229: 85~111.
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, *et al.* 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution[J]. *Earth and Planetary science letters*, 79(1~2): 33~45.
- Hou Kejun, Li Yanhe and Tian Yourong. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481~492(in Chinese with English abstract).
- Hou Kejun, Li Yanhe, Zou Tianren, *et al.* 2007. Laser ablation-MC-ICP-MS technique for Hf isotope microanalysis of zircon and its geological applications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2 595~2 604(in Chinese with English abstract).
- Ishikawa T, Nagaishi K and Umino S. 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc[J]. *Geology*, 30(10): 899~902.
- Ishizuka O, Hickey-Vargas R, Arculus R J, *et al.* 2018. Age of Izu-Bonin-Mariana arc basement[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 481: 80~90.
- Ishizuka O, Tani K, Reagan M K, *et al.* 2011. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 306(3~4): 229~240.
- Ishizuka O, Taylor R N, Umino S, *et al.* 2020. Geochemical evolution of arc and slab following subduction initiation: A record from the Bonin Islands, Japan[J]. *Journal of Petrology*, 61(5): ega050.
- Jiang Y H, Liao S Y, Yang W Z, *et al.* 2008. An island arc origin of plagiogranites at Oytog, western Kunlun orogen, northwest China: SHRIMP zircon U-Pb chronology, elemental and Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry and Paleozoic tectonic implications[J]. *Lithos*, 106(3~4): 323~335.
- Joun H, Kokkalas S and Tombros S. 2019. Recycled oceanic crust as a source for tonalite intrusions in the mantle section of the Khor Fakan block, Semail ophiolite (UAE)[J]. *Geoscience Frontiers*, 10(3): 1 187~1 210.
- Karson J A, Klein E M, Hurst S D, *et al.* 2002. Structure of uppermost fast-spread oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: Implications for subaxial processes at the East Pacific Rise[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(1): 2001GC00055.
- Kepezhinskas P, Defant M J and Drummond M S. 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7): 1 217~1 229.
- Keppler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids[J]. *Nature*, 380(6 571): 237~240.
- Koepke J, Berndt J, Feig S T, *et al.* 2007. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(1): 67~84.
- Koepke J, Feig S T, Snow J, *et al.* 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146: 414~432.
- Le Bas M J. 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 41(10): 1 467~1 470.
- Li H, Wang M, Zeng X W, *et al.* 2021. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes and geochemistry of granitoids in central Tibet: Bringing the missing

- Early Jurassic subduction events to light[J]. *Gondwana Research*, 98: 125~146.
- Li H, Wang M, Zeng X W, *et al.* 2022. Partial melting caused by subduction of young, hot oceanic crust in shallow high-temperature and low-pressure environments: Indications from Middle and Late Jurassic oceanic plagiogranite in Shiquanhe, Central Tibet[J]. *Lithos*, 420: 106698.
- Li H Y, Taylor R N, Prytulak J, *et al.* 2019. Radiogenic isotopes document the start of subduction in the Western Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 518: 197~210.
- Li S, Zhao S, Liu X, *et al.* 2018. Closure of the Proto-Tethys Ocean and Early Paleozoic amalgamation of microcontinental blocks in East Asia [J]. *Earth-Science Reviews*, 186: 37~75.
- Li W X and Li X H. 2003. Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence[J]. *Precambrian Research*, 122(1~4): 29~44.
- Li Y, Wang G, Santosh M, *et al.* 2020. Subduction initiation of the SE Paleo-Asian Ocean: Evidence from a well preserved intra-oceanic forearc ophiolite fragment in central Inner Mongolia, North China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 535: 116087.
- Li Yongjun, Shen Rui, Wang Ran, *et al.* 2014. Discovery and significance of Early Carboniferous Nb-enriched basalts in Barnuke, West Junggar, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(12): 3 501~3 511(in Chinese with English abstract).
- Liu Y, Gao S, Hu Z, *et al.* 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1~2): 537~571.
- Ma Y L, Zhong Y, Furnes H, *et al.* 2021. Origin and tectonic implications of boninite dikes in the Shiquanhe ophiolite, western Bangong Suture, Tibet[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 205: 104594.
- Mallmann G and O'Neill H S C. 2009. The crystal/melt partitioning of V during mantle melting as a function of oxygen fugacity compared with some other elements (Al, P, Ca, Sc, Ti, Cr, Fe, Ga, Y, Zr and Nb)[J]. *Journal of Petrology*, 50(9): 1 765~1 794.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3~4): 215~224.
- Meng Fancong, Zhang Jianxin, Guo Chunman, *et al.* 2010. Constraints on the evolution of the North Qilian ocean basin: MOR-type and SSZ-type ophiolites from Dachadaban[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(5): 453~466(in Chinese with English abstract).
- Moore E M and Vine F J. 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 268(1 192): 443~467.
- Pan G, Wang L, Li R, *et al.* 2012. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 3~14.
- Peacock S M. 1990. Numerical simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs[J]. *Tectonics*, 9(5): 1 197~1 211.
- Pearce J A. 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites[J]. *Elements*, 10(2): 101~108.
- Pearce J A and Robinson P T. 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting[J]. *Gondwana Research*, 18(1): 60~81.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63~81.
- Pedersen R B and Malpas J. 1984. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmøy ophiolite, western Norway [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88: 36~52.
- Peng Y B, Yu S Y, Zhang J X, *et al.* 2022. Building a continental arc section: Constraints from Paleozoic granulite-facies metamorphism, anatexis, and magmatism in the northern margin of the Qilian Block, northern Tibet Plateau [J]. *GSA Bulletin*, 134(5~6): 1 301~1 318.
- Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle[J]. *Chemical Geology*, 145(3~4): 325~394.
- Reagan M K, Pearce J A, Shervais J W, *et al.* 2023. Subduction initiation as recorded in the Izu-Bonin-Mariana forearc[J]. *Earth Science Reviews*, 246: 104573.
- Reagan M K, Heaton D E, Schmitz M D, *et al.* 2019. Forearc ages reveal extensive short-lived and rapid seafloor spreading following subduction initiation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 506: 520~529.
- Reagan M K, Ishizuka O, Stern R J, *et al.* 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system[J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). DOI: 10.1029/2009GC002871.
- Reagan M K, McClelland W C, Girard G, *et al.* 2013. The geology of the southern Mariana fore-arc crust: Implications for the scale of Eocene volcanism in the western Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 380: 41~51.
- Sajona F G, Bellon H, Maury R C, *et al.* 1994. Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline and Nb-enriched lavas from Mindanao (Philippines) [J]. *Tectonophysics*, 237(1~2): 47~72.
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, *et al.* 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao,

- Philippines[J]. *Geology*, 21(11): 1 007~1 010.
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, *et al.* 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga peninsula, Western Mindanao (Philippines) [J]. *Journal of Petrology*, 37(3): 693~726.
- Scarrow J H, Pease V, Fleutelot C, *et al.* 2001. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? [J]. *Precambrian Research*, 110(1~4): 255~275.
- Schleier P E, Gardner F M, Nelson S K, *et al.* 2001. The effect of storage time on the accuracy and dimensional stability of reversible hydrocolloid impression material[J]. *The Journal of Prosthetic Dentistry*, 86(3): 244~250.
- Servais J W. 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites [J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1). DOI:10.1029/2000GC000080.
- Servais J W. 2008. Tonalites, trondhjemites, and diorites of the Elder Creek ophiolite, California: Low-pressure slab melting and reaction with the mantle wedge [J]. *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*, 438: 113~132.
- Shi Rendeng. 2005. Comment on the progress in and problems on ophiolite study[J]. *Geological Review*, 51(6): 681~693 (in Chinese with English abstract).
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Wu Cailai, *et al.* 2004. First SHRIMP dating for the formation of the Late Sinian Yushigou ophiolite, North Qilian Mountains [J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(5): 649~657 (in Chinese with English abstract).
- Sisson T W and Kelemen P B. 2018. Near-solidus melts of MORB + 4 wt% H₂O at 0.8~2.8 GPa applied to issues of subduction magmatism and continent formation [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173: 1~23.
- Skjerve K P, Pedersen R B, Wennberg O P, *et al.* 2000. Volatile phase fluxed anatexis of metasediments during late Caledonian ophiolite obduction: Evidence from the Sognefjorden Granitic Complex, west Norway [J]. *Journal of the Geological Society*, 157(6): 1 199~1 213.
- Song S G, Niu Y L, Su L, *et al.* 2013. Tectonics of the north Qilian orogen, NW China [J]. *Gondwana Research*, 23(4): 1 378~1 401.
- Song S G, Zhang L F, Niu Y L, *et al.* 2004. Zircon U-Pb SHRIMP ages of eclogites from the North Qilian Mountains in NW China and their tectonic implication [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49: 848~852.
- Stern R J. 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3~4): 275~292.
- Stern R J and Gerya T. 2018. Subduction initiation in nature and models: A review [J]. *Tectonophysics*, 746: 173~198.
- Stern R J, Reagan M, Ishizuka O, *et al.* 2012. To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites [J]. *Lithosphere*, 4(6): 469~483.
- Su H M, Jiang S Y, Zhang D Y, *et al.* 2017. Partial melting of subducted sediments produced early Mesozoic calc-alkaline lamprophyres from northern Guangxi Province, South China [J]. *Scientific Reports*, 7(1): 4 864.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Taylor R N, Nesbitt R W, Vidal P, *et al.* 1994. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan [J]. *Journal of Petrology*, 35(3): 577~617.
- Tseng C Y, Zuo G C, Yang H J, *et al.* 2009. Occurrence of Alaskan-type mafic-ultramafic intrusions in the North Qilian Mountains, northwest China: Evidence of Cambrian arc magmatism on the Qilian Block [J]. *Island Arc*, 18(3): 526~549.
- Tsuchiya N, Suzuki S, Kimura J I, *et al.* 2005. Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami Mountains, Japan [J]. *Lithos*, 79(1~2): 179~206.
- Wakabayashi J and Dilek Y. 2000. Spatial and temporal relationships between ophiolites and their metamorphic soles: A test of models of forearc ophiolite genesis [J]. *Special Papers-Geological Society of America*, 349: 53~64.
- Wakabayashi J and Dilek Y. 2003. What constitutes 'emplacement' of an ophiolite: Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1): 427~447.
- Wang C Y, Zhang Q, Qian Q, *et al.* 2005. Geochemistry of the Early Paleozoic Baiyin volcanic rocks (NW China): Implications for the tectonic evolution of the North Qilian orogenic belt [J]. *The Journal of Geology*, 113(1): 83~94.
- Wang Qiang, Zhao Zhenhua, Bai Zhenghua, *et al.* 2003. Carboniferous Adakite and Nb-rich island arc basaltic rocks in Alao-shan, Xinjiang: Interaction between plate melt and mantle peridotite and crustal accretion [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(12): 1 342~1 349 (in Chinese).
- Wang Qiang, Zhao Zhenhua, Xu Jifeng, *et al.* 2006. Carboniferous adakite-high-Mg andesite-Nb-enriched basaltic rock suites in the Northern Tianshan area: Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia Orogenic Belt and Cu-Au mineralization [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 11~30 (in Chinese with English abstract).
- Whattam S A and Stern R J. 2011. The 'subduction initiation rule': A key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction in-

- iation[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162: 1 031~1 045.
- Winchester J A and Floyd P A. 1997. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical geology*, 20(4): 325~343.
- Wu Cailai, Xu Xueyi, Gao Qianming, *et al.* 2010. Early Palaeozoic granitoid magmatism and tectonic evolution in North Qilian, NW China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(4): 1 027~1 044 (in Chinese with English abstract).
- Wu Fuyuan, Wan Bo, Zhao Liang, *et al.* 2020. Tethyan geodynamics [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(6): 1 627~1 674 (in Chinese with English abstract).
- Xia L Q, Xia Z C and Xu X Y. 2003. Magmagenesis in the Ordovician backarc basins of the Northern Qilian Mountains, China[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 115(12): 1 510~1 522.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, *et al.* 2009. Do the Tianshan Carboniferous volcanic successions contain Nb-enriched arc basalts? [J]. *Earth Science Frontiers*, 16(6): 303~317 (in Chinese with English abstract).
- Xia Xiaohong and Song Shuguang. 2010. Forming age and tectono-petrogeneses of the Jiugequan ophiolite in the North Qilian Mountain, NW China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1 465~1 473 (in Chinese with English abstract).
- Xia X H, Song S G and Niu Y L. 2012. Tholeiite-boninite terrane in the North Qilian suture zone: Implications for subduction initiation and back-arc basin development[J]. *Chemical Geology*, 328: 259~277.
- Xiang Zhenqun, Lu Songnian, Li Huaikun, *et al.* 2007. SHRIMP U- Pb zircon age of gabbro in Aoyougou in the western segment of the North Qilian Mountains, China and its geological implications[J]. *Geological Bulletin of China*, 26 (12): 1 686~1 691 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Qinghui, Li Tingdong, Pan Guitang, *et al.* 2016. Petrologic ideas for identification of ocean-continent transition: Recognition of intra-oceanic arc and initial subduction[J]. *Geology in China*, 43(3): 721~737 (in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Windley B F, Yong Y, *et al.* 2009. Early Paleozoic to Devonian multiple-accretionary model for the Qilian Shan, NW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(3~4): 323~333.
- Xu Jifeng, Mei Houjun, Yu Xueyuan, *et al.* 2001. Adakite volcanic rocks associated with subduction in the Late Paleozoic island arc of the northern Junggar margin: Product of partial melting of subduction plates[J]. *Chinese Science Bulletin*, 46(8): 684~688 (in Chinese).
- Xu Zhiqin, Xu Huifen, Zhang Jianxin, *et al.* 1994. The Zhoulangnanshan Caledonian subductive complex in the Northern Qilian Mountains and its dynamics[J]. *Acta Geologica Sinica*, 68(1): 1~14 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Zhang Jianxin, *et al.* 1999. A comparison between the tectonic units on the two sides of the Altun sinistral strike-slip fault and the mechanism of lithospheric shearing[J]. *Acta Geologica Sinica*, 73(3): 193~205 (in Chinese with English abstract).
- Yang Gaoxue. 2023. Mechanism, Geological Record and Significance of Subduction Initiation[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 45(2): 194~207 (in Chinese with English abstract).
- Yang Gaoxue, Li Yongjun, Si Guohao, *et al.* 2021. Discussion on time and mechanism of subduction initiation in the western Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 43(2): 244~261 (in Chinese with English abstract).
- Yang J H, Wang H, Chung S L, *et al.* 2021. Initial subduction-related magmatism in southern Alaska identified by geochemistry and zircon Hf-O isotopes[J]. *Science Bulletin*, 66(10): 1 030~1 036.
- Yin Z X, Yuan Y J, Lu B F, *et al.* 2015. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of plagiogranite from the Cuomuqu ophiolite, Bangong Lake Area, North Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 89(2): 418~440.
- Yu S Y, Peng Y B, Zhang J X, *et al.* 2021. Tectono-thermal evolution of the Qilian orogenic system: Tracing the subduction, accretion and closure of the Proto-Tethys Ocean [J]. *Earth-Science Reviews*, 215: 103547.
- Zeng Jianyuan, Yang Huairan and Yang Hongyi. 2007. Dongcaohe ophiolite of North Qilian: An early Paleozoic oceanic crust fragment[J]. *Chinese Science Bulletin*, 52(7): 825~835 (in Chinese).
- Zhang Haixiang, Zhang Boyou and Niu Hecai. 2005. Nb-enriched basalt: The product of the partial melting of the slab-derived melt metasomatized mantle peridotite[J]. *Advances in Earth Science*, 20(11): 1 234~1 242 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J X and Meng F C. 2006. Lawsonite-bearing eclogites in the north Qilian and north Altyn Tagh: Evidence for cold subduction of oceanic crust[J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(10): 1 238~1 244.
- Zhang J X, Li J P, Yu S Y, *et al.* 2012. Provenance of eclogitic meta-sediments in the north Qilian HP/LT metamorphic terrane, western China: Geodynamic implications for early Paleozoic subduction-erosion[J]. *Tectonophysics*, 570: 78~101.
- Zhang J X, Meng F C and Wan Y S. 2007. A cold Early Palaeozoic subduction zone in the North Qilian Mountains, NW China: Petrological and U-Pb geochronological constraints[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(3): 285~304.

- Zhang Jianxin, Xu Zhiqin, Xu Huifen, *et al.* 1998. Framework of North Qilian Caledonian subduction-accretionary wedge and its deformation dynamics[J]. *Chinese Journal of Geology*, 33(3): 290~299 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Jianxin, Xu Zhiqin, Chen Wen, *et al.* 1997. A Tentative Discussion on the Ages of the Subduction-Accretionary Complex/Volcanic Arcs in the Middle Sector of North Qilian Mountain[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(2): 112~119 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Jianxin, Yu Shengyao, Li Yunshuai, *et al.* 2015. Subduction, accretion and closure of Proto-Tethyan Ocean; Early Paleozoic accretion/collision orogeny in the Altun-Qilian-North Qaidam orogenic system[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(12): 3 531~3 554 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J X, Zhang Z M, Xu Z Q, *et al.* 2001. Petrology and geochronology of eclogites from the western segment of the Altyn Tagh, north-western China[J]. *Lithos*, 56(2~3): 187~206.
- Zhang Q, Li Z H, Wu Z, *et al.* 2022. Subduction initiation of the western Proto-Tethys Ocean: New evidence from the Cambrian intra-oceanic forearc ophiolitic mélange in the western Kunlun Orogen, NW Tibetan Plateau[J]. *GSA Bulletin*, 134(1~2): 145~159.
- ### 附中文参考文献
- 陈晨, 苏本勋, 景揭俊, 等. 2018. 新特提斯洋俯冲起始的地质记录: 土耳其南部蛇绿岩和变质底板[J]. *岩石学报*, 34(11): 3 302~3 314.
- 陈其龙. 2011. 大洋斜长花岗岩成因研究现状评述[J]. *首都师范大学学报(自然科学版)*, 32(5): 73~77.
- 陈雨, 周德进, 王二七, 等. 1995. 北祁连肃南县大岔大坂蛇绿岩中玻安岩系岩石的发现及其地球化学特征[J]. *岩石学报*, (S1): 147~153.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. *矿床地质*, 28(4): 481~492.
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. *岩石学报*, 23(10): 2 595~2 604.
- 李永军, 沈锐, 王冉, 等. 2014. 新疆西准噶尔巴尔努克早石炭世富 Nb 岛弧玄武岩的发现及其地质意义[J]. *岩石学报*, 30(12): 3 501~3 511.
- 孟繁聪, 张建新, 郭春满, 等. 2010. 大岔大坂 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩对北祁连洋演化的制约[J]. *岩石矿物学杂志*, 29(5): 453~466.
- 史仁灯. 2005. 蛇绿岩研究进展、存在问题及思考[J]. *地质论评*, 51(6): 681~693.
- 史仁灯, 杨经绥, 吴才来, 等. 2004. 北祁连玉石沟蛇绿岩形成于晚震旦世的 SHRIMP 年龄证据[J]. *地质学报*, 78(5): 649~657.
- 王强, 赵振华, 白正华, 等. 2003. 新疆阿拉套山石炭纪埃达克岩、富 Nb 岛弧玄武岩: 板片熔体与地幔橄榄岩相互作用及地壳增生[J]. *科学通报*, 48(12): 1 342~1 349.
- 王强, 赵振华, 许继峰, 等. 2006. 天山北部石炭纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 岛弧玄武岩: 对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义[J]. *岩石学报*, 22(1): 11~30.
- 吴才来, 徐学义, 高前明, 等. 2010. 北祁连早古生代花岗质岩浆作用及构造演化[J]. *岩石学报*, 26(4): 1 027~1 044.
- 吴福元, 万博, 赵亮, 等. 2020. 特提斯地球动力学[J]. *岩石学报*, 36(6): 1 627~1 674.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2009. 天山石炭纪火山岩系中含有富 Nb 岛弧玄武岩吗? [J]. *地学前缘*, 16(6): 303~317.
- 夏小洪, 宋述光. 2010. 北祁连山南九个泉蛇绿岩形成年龄和构造环境[J]. *科学通报*, 55(15): 1 465~1 473.
- 相振群, 陆松年, 李怀坤, 等. 2007. 北祁连西段熬油沟辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义[J]. *地质通报*, 26(12): 1 686~1 691.
- 肖庆辉, 李廷栋, 潘桂棠, 等. 2016. 识别洋陆转换的岩石学思路——洋内弧与初始俯冲的识别[J]. *中国地质*, 43(3): 721~737.
- 许继峰, 梅厚钧, 于学元, 等. 2001. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩: 消减板片部分熔融的产物[J]. *科学通报*, 46(8): 684~688.
- 许志琴, 徐惠芬, 张建新, 等. 1994. 北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学[J]. *地质学报*, 68(1): 1~14.
- 许志琴, 杨经绥, 张建新, 等. 1999. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比如及岩石圈剪切机制[J]. *地质学报*, 73(3): 193~205.
- 杨高学. 2023. 俯冲起始的机制、地质记录及其研究意义[J]. *地球科学与环境学报*, 45(2): 194~207.
- 杨高学, 李永军, 司国浩, 等. 2021. 中亚造山带西段俯冲起始时限及机制探讨[J]. *地球科学与环境学报*, 43(2): 244~261.
- 曾建元, 杨怀仁, 杨宏仪, 等. 2007. 北祁连东草河蛇绿岩——一个早古生代的洋壳残片[J]. *科学通报*, 52(7): 825~835.
- 张海洋, 张伯友, 牛贺才. 2005. 富铌玄武岩: 板片熔体交代的地幔橄榄岩部分熔融产物[J]. *地球科学进展*, 20(11): 1 234~1 242.
- 张建新, 许志琴, 陈文, 等. 1997. 北祁连中段俯冲-增生杂岩/火山弧的时代探讨[J]. *岩石矿物学杂志*, 16(2): 112~119.
- 张建新, 许志琴, 徐惠芬, 等. 1998. 北祁连加里东期俯冲-增生楔结构及动力学[J]. *地质科学*, 33(3): 290~299.
- 张建新, 于胜尧, 李云帅, 等. 2015. 原特提斯洋的俯冲、增生及闭合: 阿尔金-祁连-柴北缘造山系早古生代增生/碰撞造山作用[J]. *岩石学报*, 31(12): 3 531~3 554.