

北阿尔金蛇绿混杂岩带中斜长花岗岩的成因及其地质意义*

盖永升 刘良** 康磊 杨文强 廖小莹 王亚伟

GAI YongSheng, LIU Liang**, KANG Lei, YANG WenQiang, LIAO XiaoYing and WANG YaWei

大陆动力学国家重点实验室,西北大学地质学系,西安 710069

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

2014-10-16 收稿, 2015-07-10 改回.

Gai YS, Liu L, Kang L, Yang WQ, Liao XY and Wang YW. 2015. The origin and geologic significance of plagiogranite in ophiolite belt at North Altyn Tagh. *Acta Petrologica Sinica*, 31(9):2549–2565

Abstract The plagiogranite, which outcropped at the south part of Qiashikansayi profile in North Altyn ophiolite belt, output among the altered diabase as an irregular intrusive stock. The plagiogranite is characterized with high SiO_2 (70.42% ~ 78.29%), low Al_2O_3 (9.51% ~ 11.75%) and low ratio of $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.02 ~ 0.09), belongs to quasi-aluminous low-K calc-alkaline series. The plagiogranite is enriched in Th, U and depleted in Nb, P, Ti. REE patterns show features of low $\sum \text{REE}$ ($80.15 \times 10^{-6} \sim 104.1 \times 10^{-6}$), moderate negative Eu anomaly ($\delta\text{Eu} = 0.68 \sim 0.73$) and relative enrichment of LREE. All these features consist with the basic characteristics of oceanic plagiogranites. Altered diabase is low in SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , high in CaO and Na_2O , while enriched in Th, U, La, Ce and depleted in Nb, P, Ti. The high Na_2O and SiO_2 values in particular samples can be observed in the altered diabase, which are supposed to be influenced by seawater dominated alteration. The REE patterns of altered diabase show weak negative anomaly of Eu and relative enrich in LREE. $\text{Mg}^\#$ for the altered diabase ranges from 51.3 ~ 54, Ti/V varies from 11 to 22, La/Nb ranges from 1.7 to 2.1, and Zr/Nb ranges from 10 to 27. These geochemical features of altered diabase are consistent to the ophiolite that have been studied in this belt. LA-ICP-MS U-Pb age of plagiogranite is 518.5 ± 4.1 Ma for zircons characterized by oscillatory zoning, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ vary from 4.25 to 9.90. The La- SiO_2 and TiO_2 - SiO_2 diagrams show that this plagiogranite is formed by partial melt. Furthermore, in combination with the characteristics of low Sr and high Yb content, the plagiogranite is interpreted to be originated from partial melting of the ocean crust which is beneath the altered diabase in the ocean crust section during migration. Whole rock Sr-Nd-Pb isotopes of plagiogranite show that the sources of these rocks are EMII enriched mantle, suggesting they formed mostly at the early stage of the oceanic crust splitting. Integrating with regional geological setting and previous studies, we propose the plagiogranite and altered diabase in this study are formed at age of 518.5 ± 4.1 Ma in the early stage of the oceanic evolution.

Key words Plagiogranite; LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and Hf isotopes; Whole rock Sr-Nd-Pb isotopes; Enriched mantle; North Altyn ophiolite belt

摘要 北阿尔金蛇绿混杂岩带恰什坎萨依剖面南端的斜长花岗岩,呈不规则脉状和透镜状产于蚀变辉绿岩之中。该斜长花岗岩具有高的 SiO_2 含量(70.42% ~ 78.29%), Al_2O_3 含量低(9.51% ~ 11.75%),高 Na_2O 低 K_2O , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.02 \sim 0.09$,属于低钾准铝质岩石;其 $\sum \text{REE}$ 偏低($80.15 \times 10^{-6} \sim 104.1 \times 10^{-6}$),具中等 Eu 异常($\delta\text{Eu} = 0.68 \sim 0.73$)以及轻稀土轻微富集的特点,微量元素显示相对富集 Th、U 而亏损 Nb、Ta、Ti 的特征。以上特征与产于蛇绿岩中的斜长花岗岩的基本特征相符合。蚀变辉绿岩主量元素显示低 SiO_2 、 Al_2O_3 、 K_2O 、 TiO_2 ,高 CaO、 Na_2O 以及富集 Th、U、La、Ce,相对亏损 Nb、P、Ti 的特征,部分蚀变辉绿岩样品 SiO_2 、 Na_2O 含量的升高应与岩石遭受海水蚀变有关。稀土元素显示弱的 Eu 异常($\delta\text{Eu} = 0.86 \sim 0.94$)以及轻稀土轻微富集的特点。蚀变辉绿岩 $\text{Mg}^\# = 51.3 \sim 54.8$, $\text{Ti}/\text{V} = 11 \sim 22$, $\text{La}/\text{Nb} = 1.67 \sim 2.07$, $\text{Zr}/\text{Nb} = 10.3 \sim 27.1$

* 本文受中国地质调查局项目(12120113044500)、国家自然科学基金重点项目(41430209)和国家重点基础研究发展规划“973”项目(2015CB856103)联合资助。

第一作者简介:盖永升,男,1990年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: gysh34567@126.com

** 通讯作者:刘良,男,1956年生,博士,教授,从事矿物学、岩石学研究,E-mail: liuliang@nwu.edu.cn

的特点与区内蛇绿岩地球化学特征一致,应为区内蛇绿岩的组成部分。斜长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 518.5 ± 4.1 Ma, Hf 同位素 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 4.25 \sim 9.90$ 。在 La-SiO₂ 及 TiO₂-SiO₂ 图解上,斜长花岗岩均显示部分熔融成因,结合岩石非常低 Sr 高 Yb 的特点,认为其应形成于洋壳在运移过程中发生的部分熔融。全岩 Sr、Nd、Pb 同位素显示蛇绿岩源区具有 EMII 型富集地幔特征,与前人对比区内洋中脊型玄武岩的同位素研究具有一致性,而洋壳源区富集地幔特征暗示此时的洋壳形成于洋盆裂解的早期。结合以上资料分析,本次研究的斜长花岗岩和蚀变辉绿岩可能形成于北阿尔金有限洋盆裂解的早期,形成时代为 518.5 ± 4.1 Ma。

关键词 斜长花岗岩; 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及 Hf 同位素; 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素; 富集地幔; 北阿尔金蛇绿混杂岩带
中图分类号 P588.121; P597.3

1 引言

大洋斜长花岗岩最早是由 Coleman and Peterman (1975) 提出,认为它是由洋中脊的玄武质岩浆于低压条件下在结晶分异的晚期形成的。进一步的研究表明,产于蛇绿岩中的斜长花岗岩主要可分为以下几种成因类型:1) 在洋中脊由地幔玄武质岩浆在低压条件下结晶分异形成;2) 辉长岩的部分熔融;3) 拉斑玄武质岩浆演化过程中发生不混溶作用形成;4) 遭受热液蚀变的岩墙等发生部分熔融形成 (Coleman and Donato, 1979; Aldiss, 1981; Flagler and Spray, 1991; Pallister and Knight, 1981; Koepke *et al.*, 2007)。其中,许多学者研究认为,洋壳在遭受热液流体的蚀变及下部岩浆房热的共同作用下发生部分熔融是斜长花岗岩的重要形成机制 (Brophy and Pu, 2012; France *et al.*, 2010; Gillis and Coogan, 2002; Koepke *et al.*, 2004, 2005, 2007)。此外,也有研究发现蛇绿岩中的花岗质岩石还可以是俯冲带环境下洋壳俯冲到一定深度 (>60km) 时发生部分熔融形成的,此类花岗岩多具有埃达克岩的特征 (李武显和李献华, 2003; 刘敦一等, 2003); 当大洋岩石圈仰冲到大陆岩石圈之上时,其下的大陆沉积物发生部分熔融形成花岗质岩浆侵位到洋壳中也可以成为蛇绿岩的一部分 (Jafri *et al.*, 1995; 李武显和李献华, 2003)。虽然蛇绿岩中的花岗质岩石所占比例很少 (<10%), 但通过研究这些花岗岩的具体成因,对探讨蛇绿岩带的形成与演化具有重要意义。

红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带是阿尔金造山带的重要组成部分。近年来,前人对红柳沟-拉配泉一带出露的蛇绿岩进行了大量的研究,取得了一系列成果。郭召杰等 (1998) 获得阿北半鄂博辉长岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 829Ma, 但张旗和周庆国 (2001) 认为其所采岩石并非蛇绿岩的成员; 刘良 (1999) 通过对该区变玄武岩与枕状玄武岩进行研究,认为其分别具有洋中脊和洋岛玄武岩的特征,并得出其 Sm-Nd 等时线年龄分别为 508 ± 41 Ma ~ 512 ± 30 Ma 及 524 ± 44 Ma; 车自成等 (2002) 获得贝克滩洋岛玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄为 534Ma; 修群业等 (2007) 通过对阿北恰什坎萨依沟中枕状玄武岩进行研究,获得其单颗粒锆石 TIMS U-Pb 年龄为 448.6 ± 3.3 Ma; 杨经绥等 (2002, 2008) 对红柳沟蛇绿岩进行了岩相学研究,发现了一套代表洋中脊环境的席状岩墙群,并得

出蛇绿岩中辉长岩 SHRIMP 年龄为 479 ± 8 Ma。最近,高晓峰等 (2012) 在红柳沟西缘发现了一套斜长花岗岩,其锆石 U-Pb 年龄为 512.1 ± 1.5 Ma, 认为该斜长花岗岩形成于洋壳运移过程中含水条件下的部分熔融,其年龄可以代表红柳沟-拉配泉有限洋盆中蛇绿岩的年龄。而前人通过对区内花岗质岩石进行研究,得出其侵入体时代跨度在 500 ~ 431 Ma 之间 (陈宣华等, 2003; 吴才来等, 2005, 2007; 陆松年等, 2009; 康磊等, 2011), 结合北阿尔金蓝片岩和榴辉岩 491 ~ 513 Ma 的白云母-钠云母 Ar-Ar 年龄 (张建新等, 2007), 认为北阿尔金洋盆经历了 513 ~ 481 Ma 的洋壳俯冲及 474 ~ 431 Ma 的碰撞及碰撞后伸展阶段 (吴才来等, 2005, 2007; 戚学祥等, 2005; 康磊等, 2011; 韩凤彬等, 2012)。虽然现今普遍认为北阿尔金蛇绿岩的形成年代为中寒武世,但蛇绿岩本身可以形成于洋盆演化的不同阶段,从洋盆初始裂解到洋盆关闭的晚期 (Dilek and Furnes, 2014), 因此,目前关于北阿尔金红柳沟-拉配泉洋盆的确切开启时代仍然没有统一的认识。本文通过对发现于北阿尔金恰什坎萨依剖面南端的斜长花岗岩进行岩石学、锆石 U-Pb 年代学、地球化学及同位素方面的研究,结合蚀变辉绿岩的地球化学数据,拟深入探讨该斜长花岗岩的成因类型及其和蚀变辉绿岩所反映的构造意义,为北阿尔金蛇绿岩以及红柳沟-拉配泉洋盆的形成时限提供进一步的约束。

2 区域地质背景及样品岩石学特征

阿尔金造山带位于青藏高原东北缘,地处塔里木盆地与柴达木盆地之间。从北至南可将阿尔金造山带分为四个构造单元 (图 1a): 阿北地块 (主要为古元古-新太古代角闪岩至麻粒岩相变质杂岩)、红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带、米兰河-金雁山地块 (主要为古元古界变质岩、大理岩及新元古界厚层叠层石灰岩组成) 以及南阿尔金俯冲碰撞杂岩带 (刘良等, 1999; 许志琴等, 1999; Zhang *et al.*, 2001)。其中南阿尔金俯冲碰撞杂岩带又可划分为南阿尔金高压-超高压变质带以及阿帕-茫崖蛇绿构造混杂岩带 (刘良等, 2009; 杨文强等, 2012)。

红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带是北阿尔金一条重要的近东西向构造带 (图 1b), 宽约 20km, 主要由蛇绿岩、深海、半深海碎屑岩、碳酸盐岩、浅变质火山岩以及 HP/LT 变质岩组

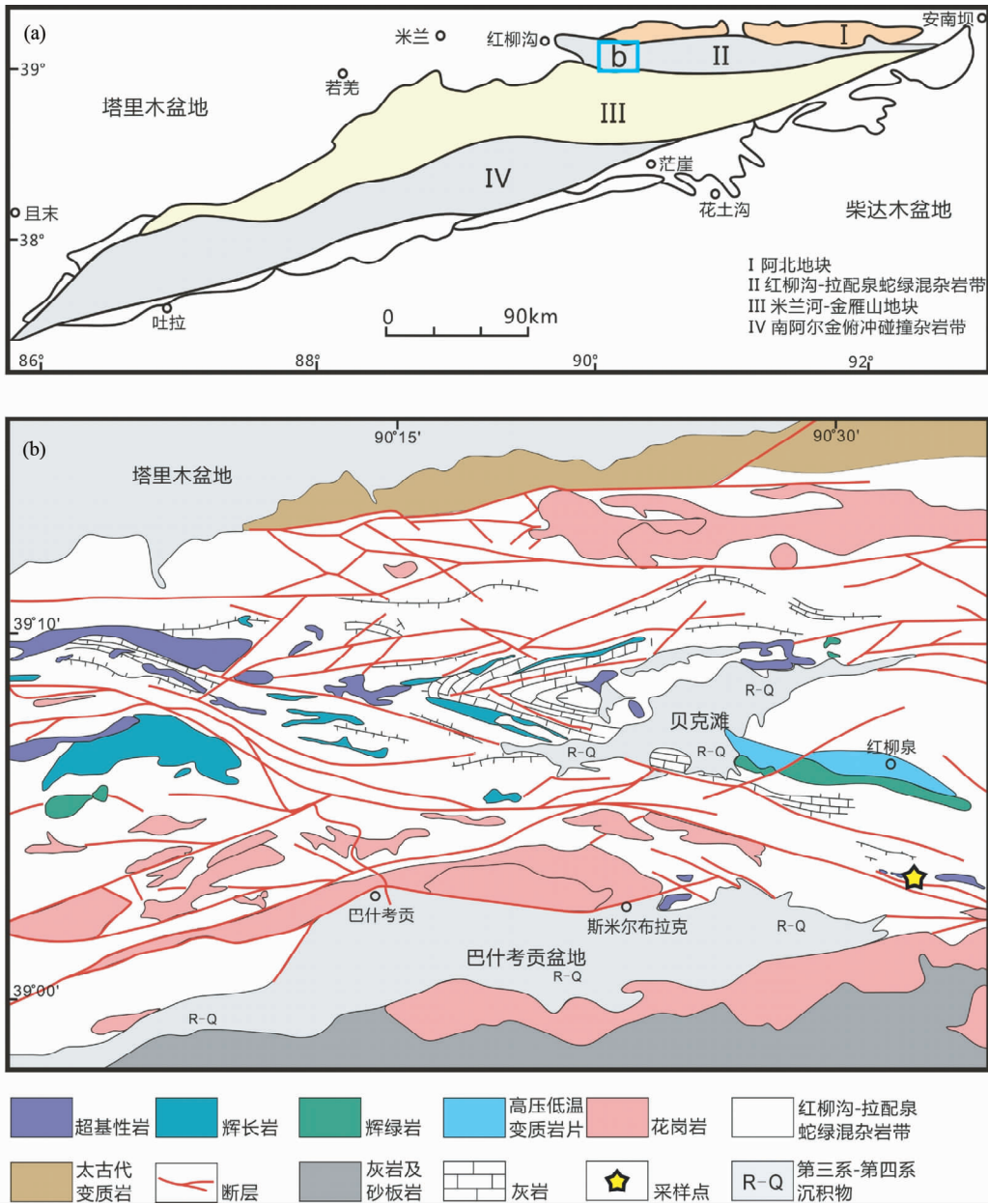


图1 阿尔金造山带地质构造简图(a)和北阿尔金巴什考供地区地质简图(b) (据康磊等, 2011 修编)

Fig. 1 Simplified geological maps of Altyn Tagh orogen (a) and North Altyn Tagh ophiolite belt (b) (modified after Kang *et al.*, 2011)

成。其中蛇绿岩主要包括辉长岩、基性-超基性岩脉或岩墙、枕状玄武岩、细碧岩以及硅质岩、凝灰岩等,具有过渡型洋中脊玄武岩及洋岛玄武岩的性质(刘良, 1999; 车自成等, 2002; 杨经绥等, 2002, 2008); 变质岩出露于贝壳滩东侧, 主要包括 HP/LT 副变质蓝片岩及含硬柱石榴辉岩, 多呈透镜体状就位于俯冲增生杂岩中(车自成等, 1995; 刘良等, 1999; 张建新等, 2007); 花岗岩体多呈带状分布于蛇绿混杂岩带南北两侧, 研究表明其形成与洋壳俯冲、陆陆碰撞及碰撞后伸展等构造环境有关(吴才来等, 2005, 2007; 戚学祥, 2005; 康磊等, 2011)。

本次样品采于红柳沟蛇绿混杂岩带南缘, 采样点 GPS 坐标为 $39^{\circ}3.026'N$, $90^{\circ}32.725'E$ 。野外观察斜长花岗岩岩体呈灰白色, 呈不规则脉状和透镜体状产于蚀变辉绿岩中, 花岗岩体内部可见蚀变辉绿岩捕虏体(图 2a, b)。斜长花岗岩为细粒花岗岩结构, 块状构造(图 2c)。主要矿物有斜长石(50%~55%), 石英(35%~40%), 碳酸盐矿物(5%), 少量的绿泥石以及其他副矿物如磷灰石、锆石、绿帘石等。斜长石为牌号 $An < 5$ 的钠长石, 局部有绿帘石化, 粒径多介于 0.5~1mm 之间; 石英为不规则粒状, 粒径小于长石, 介于 0.2~0.5mm 之间; 岩石中的碳酸盐矿物多呈脉状沿矿物裂隙侵入

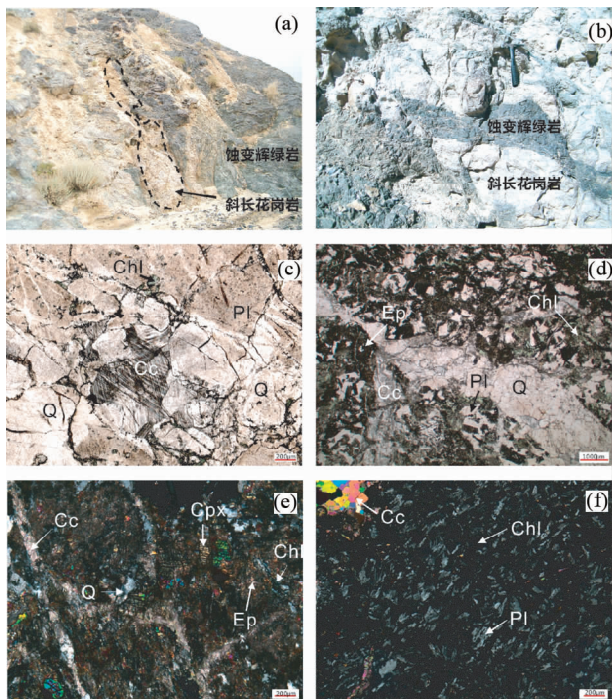


图2 斜长花岗岩及围岩蚀变辉绿岩野外产状以及显微岩石学照片

(a)斜长花岗岩呈透镜体状和不规则脉状与围岩蚀变辉绿岩接触;(b)斜长花岗岩中的蚀变辉绿岩捕虏体;(c)斜长花岗岩显微镜下主要矿物组成;(d)蚀变辉绿岩中发育石英脉与碳酸盐脉;(e)蚀变辉绿岩中的残余辉石和发育的石英细脉与碳酸盐细脉;(f)蚀变辉绿岩中的残余辉绿结构。Cpx-单斜辉石;Pl-斜长石;Chl-绿泥石;Ep-绿帘石;Q-石英;Cc-方解石

Fig. 2 Field occurrence and microtextures of plagiogranite and altered diabase for North Altyn Tagh

(a) contact relationship between plagiogranite and altered diabase; (b) the diabase xenolith in the plagiogranite; (c) main mineral assemblage in the plagiogranite; (d) quartz and calcite veins in the altered diabase; (e) residual of clinopyroxene and veins of quartz or calcite in the altered diabase; (f) diabasic texture in the altered diabase. Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Chl-chlorite; Ep-epidote; Q-quartz; Cc-calcite

(图2c)。

蚀变辉绿岩主要矿物组合为斜长石(30%~35%)、辉石(5%~10%)、绿帘石(15%~20%)、绿泥石(20%~25%)、石英(5%~10%)、碳酸盐矿物(5%)及其它副矿物如磷灰石、钛铁矿、金红石等。蚀变辉绿岩中的辉石多数已经退变为绿泥石和绿帘石(图2d, e),在部分退变颗粒内部可见具有斜消光特征的单斜辉石残余(图2e);绿帘石镜下呈现不规则粒状或柱状;石英呈他形粒状分布,同时岩石内部发育有一定量的石英细脉以及碳酸盐细脉(图2d, e);蚀变辉绿岩中斜长石颗粒粒径介于0.2~1mm,常呈自形程度较好的长条状,绿泥石、绿帘石及其中残存的辉石呈粒状或短柱状充填于斜长石组成的格架中,呈现出辉绿结构的特征(图2f)。

3 样品处理与分析方法

锆石的分离挑选工作在河北廊坊诚信地质服务有限公司完成,其他所有测试分析工作均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。全岩主量元素分析在XRF(Rugaku RIX 2100)仪上测定,微量元素分析在Elan 6100 DRC型ICP-MS上完成,样品测试中用标样AVG-1、BHVO-1以及BCR-2进行监控。进行斜长花岗岩锆石同位素研究时,首先在双目显微镜下对分离出来的锆石进行挑选,选出结晶好、无裂隙及包裹体的锆石,固定于环氧树脂之上并抛光至锆石颗粒露出一半。锆石的阴极发光(CL)分析在装有Mono CL3+阴极发光装置系统的场发射扫描电镜上完成,而U-Pb年龄测定及微量元素分析均在连接Geolas 2005激光剥蚀系统的Agilent 7500a型ICP-MS上进行。测定过程中激光剥蚀斑束直径为30 μm ,在测定时每5个测点测定一次91500、GJ-1以及NIST 610。数据处理运用ICPMSDataCal 8.9程序,以标准锆石91500作外标进行同位素比值分馏矫正,元素浓度矫正以NIST 610为外标,Si为内标。锆石年龄谱和图及加权平均年龄的绘制运用Isoplot(ver3.0)。锆石原位Lu-Hf同位素测定与U-Pb年龄运用同一套剥蚀系统,测定过程在Nu Plasma(Wrexham, UK)多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上完成。分析过程中激光束斑直径为44 μm ,Hf同位素测点点位的选取标准为与U-Pb年龄点位重合或其旁点性相近处。锆石具体分析及数据处理方法见Yuan *et al.* (2008)。斜长花岗岩的Sr、Nd、Pb同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室的同位素室中进行,用AG50WX8(200~400 mesh)、HDEHP(自制)和AG1-X8(200~400 mesh)离子交换树脂对Sr、Nd、Pb同位素进行分离,并在多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS, NuPlasma HR, Nu Instruments, Wrexham, UK)上采用静态模式测试。测试过程中,Nd同位素标样为La Jolla,用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 校正仪器的质量分馏;Sr同位素国际标样为NBS 987,用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 校正仪器的质量分馏;Pb同位素比值采用外部加入NBS 997 Tl至分离后的样品中,并利用 $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3872$ 来校正仪器的质量分馏,同时用NBS 981进行外部校正。

4 分析结果

4.1 样品全岩主微量元素地球化学特征

4.1.1 斜长花岗岩

结合主微量元素(表1)可以看出,斜长花岗岩(12A-30)SiO₂含量较高,多介于77.08%~78.29%之间,个别样品显示低的SiO₂含量(70.42%和74.77%)并同时具有高的CaO含量和高的烧失量,可能与这些岩石发育碳酸盐岩细脉有关(如图2c);斜长花岗岩Al₂O₃含量较低,介于9.51%~11.75%

表1 斜长花岗岩和蚀变辉绿岩全岩主量(wt%)、微量($\times 10^{-6}$)Table 1 Analyses data of major elements (wt%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) of plagiogranite and altered diabase

样品号	12A-30a	12A-30b	12A-30c	12A-30d	12A-30e	12A-30f	13A-22a	13A-22b	13A-22bR	13A-22c	13A-22d	13A-22e	13A-22f
岩性	斜长花岗岩						蚀变辉绿岩						
SiO ₂	77.82	77.97	70.42	77.08	78.29	74.77	49.67	52.95	53.07	57.45	57.15	55.08	52.65
TiO ₂	0.28	0.26	0.21	0.21	0.24	0.25	0.78	0.74	0.74	0.76	0.39	0.72	0.69
Al ₂ O ₃	11.42	11.48	9.51	9.8	11.22	11.75	14.95	14.61	14.66	11.74	11.51	12.91	14.52
Fe ₂ O ₃ ^T	1.51	1.39	1.11	1.3	1.45	1.18	9.85	8.68	8.71	9.67	5.44	8.91	8.51
MnO	0.03	0.03	0.09	0.05	0.03	0.04	0.14	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.12
MgO	0.42	0.41	0.36	0.3	0.37	0.08	4.81	4.47	4.50	4.73	2.83	4.09	3.85
CaO	1.09	0.91	6.89	2.85	1.29	2.77	7.40	6.33	6.35	8.34	9.76	10.13	7.02
Na ₂ O	5.58	5.45	5.12	4.81	5.5	6.35	4.36	4.53	4.55	0.96	3.96	1.27	4.91
K ₂ O	0.47	0.5	0.12	0.38	0.39	0.31	0.34	0.53	0.53	0.13	0.18	0.19	0.18
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.16	0.18	0.18	0.05	0.14	0.06	0.17
LOI	1.51	1.92	6.26	2.81	1.53	2.59	7.74	7.01	6.98	6.19	8.79	6.32	6.93
Total	100.19	100.37	100.13	99.64	100.36	100.05	100.20	100.17	100.40	100.14	100.26	99.79	99.55
Li	2.64	2.78	2.03	3.20	3.35		16.4	15.1	14.7	12.9	10.1	9.3	13.8
Be	0.81	0.91	0.46	0.67	0.76		0.78	0.71	0.70	0.74	0.49	0.73	0.63
Sc	6.63	5.97	4.90	5.66	5.75		34.6	30.6	30.1	28.1	17.6	25.8	27.6
V	10.5	9.21	17.3	9.32	13.5		243	203	201	406	146	409	216
Cr	1.88	1.05	1.42	0.92	1.12		43.8	51.7	50.6	8.65	12.5	7.92	12.2
Co	113	155	52.2	97.1	94.4		31.4	28.8	28.0	51.1	19.8	36.5	27.7
Ni	2.43	1.94	2.05	1.46	2.25		18.4	19.0	18.6	11.2	10.3	9.5	13.0
Cu	8.70	13.56	1.89	5.66	28.4		41.0	47.1	47.0	127	14.3	157	40.8
Zn	10.7	10.6	6.14	9.84	9.32		59.2	57.7	57.6	44.0	34.4	35.5	48.5
Ga	11.7	11.7	7.21	9.47	10.2		14.3	14.1	14.0	13.7	8.9	14.4	13.2
Ge	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		1.26	1.07	1.06	1.60	0.75	1.61	1.14
Rb	14.5	14.9	4.54	12.8	12.1		13.2	19.7	20.0	4.59	7.49	6.35	6.57
Sr	68.7	66.0	87.3	85.9	72.1		232	185	187	338	168	401	208
Y	33.4	28.8	30.2	37.5	40.8		25.0	24.6	24.8	12.2	8.29	13.1	21.3
Zr	124	110	88.8	94.6	118		60.2	88.7	87.2	41.8	81.7	38.2	79.0
Nb	7.09	6.21	5.48	5.42	6.29		4.89	5.73	5.66	4.05	3.01	4.00	4.54
Mo	0.44	0.31	0.45	0.64	0.40		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	1.01	0.91	0.66	0.89	1.07		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.49	0.71	0.09	1.04	1.03		0.60	0.59	0.59	0.72	0.24	0.64	0.38
Ba	148	72.1	79.0	264	143		187	219	220	83.8	59.7	121	102
La	17.7	16.0	9.95	10.6	13.2		10.1	11.0	11.0	6.75	5.08	7.03	8.93
Ce	38.4	34.6	22.2	25.0	29.6		23.9	24.9	24.8	14.8	10.7	14.9	20.3
Pr	4.58	4.08	2.72	3.28	3.71		3.31	3.35	3.34	1.88	1.35	1.90	2.78
Nd	18.8	16.2	11.5	14.7	16.4		14.8	15.0	14.9	7.71	5.59	8.04	12.3
Sm	4.22	3.68	3.07	4.36	4.36		3.62	3.64	3.62	1.72	1.27	1.88	3.01
Eu	0.99	0.85	0.77	1.09	1.05		1.15	1.06	1.06	0.55	0.37	0.58	0.93
Gd	4.38	3.88	3.67	4.80	5.05		3.72	3.78	3.81	1.85	1.32	1.92	3.18
Tb	0.76	0.68	0.66	0.85	0.90		0.66	0.64	0.65	0.31	0.22	0.33	0.55
Dy	4.96	4.40	4.31	5.52	5.95		4.25	4.15	4.13	1.96	1.39	2.11	3.61
Ho	1.06	0.93	0.95	1.18	1.28		0.91	0.87	0.87	0.42	0.29	0.45	0.76
Er	3.42	2.87	3.05	3.68	4.03		2.67	2.62	2.61	1.26	0.89	1.34	2.28
Tm	0.56	0.46	0.47	0.58	0.61		0.40	0.39	0.39	0.19	0.13	0.20	0.34
Yb	3.74	3.17	3.29	3.97	4.23		2.63	2.52	2.49	1.24	0.87	1.31	2.19
Lu	0.59	0.51	0.51	0.58	0.62		0.38	0.37	0.37	0.18	0.14	0.20	0.32
Hf	3.62	3.27	2.68	2.79	3.47		1.57	2.08	2.02	1.05	1.77	0.99	1.78
Ta	0.75	0.71	0.51	0.55	0.68		0.19	0.22	0.22	0.21	0.14	0.16	0.18
Tl	0.07	0.07	0.03	0.06	0.06		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	3.36	2.82	1.21	0.94	0.86		6.33	4.90	4.90	8.02	2.84	5.98	5.75
Th	5.68	5.77	4.69	4.60	5.81		2.08	1.84	1.78	1.22	1.56	1.14	1.78
U	1.43	1.19	1.19	1.18	1.41		0.63	0.60	0.60	0.76	0.67	0.61	0.46
ΣREE	104.1	92.40	67.16	80.15	91.01		72.53	74.25	74.09	40.80	29.57	42.16	61.46
δEu	0.70	0.68	0.70	0.73	0.68		0.95	0.87	0.87	0.94	0.86	0.93	0.91
(La/Sm) _N	2.70	2.81	2.09	1.57	1.95		1.81	1.95	1.97	2.53	2.58	2.41	1.92
(La/Yb) _N	3.39	3.63	2.17	1.91	2.23		2.76	3.14	3.17	3.92	4.21	3.84	2.92
(Gd/Lu) _N	0.89	0.93	0.88	0.93	0.94		1.17	1.24	1.26	1.24	1.26	1.21	1.20

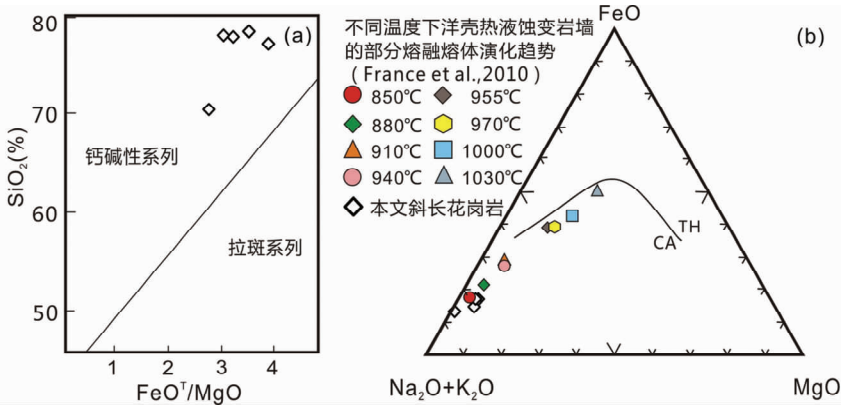


图3 斜长花岗岩 $\text{FeO}^T/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 图解(a, 据 Miyashiro, 1974) 和 AFM 图解(b, 据 Irvine and Baragar, 1971; 部分熔融实验数据引自 France *et al.*, 2010)

Fig. 3 $\text{FeO}^T/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ plot (a, after Miyashiro, 1974) and AFM plot (b, after Irvine and Baragar, 1971; data of partial melting from France *et al.*, 2010) of plagiogranite

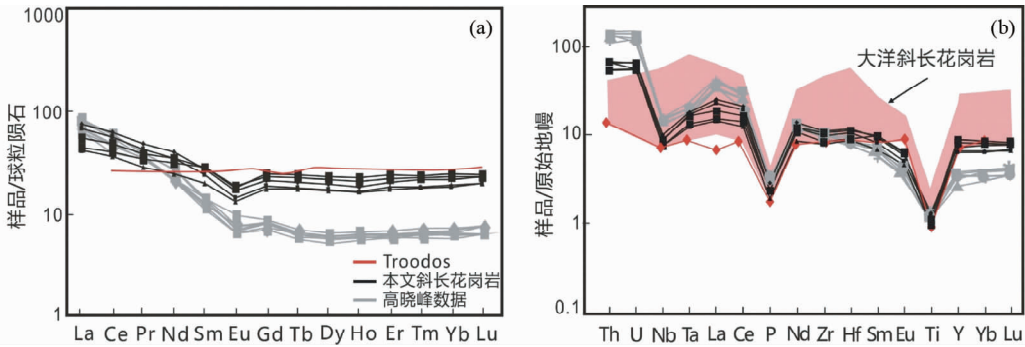


图4 斜长花岗岩球粒陨石标准化稀土配分图(a)及原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

洋脊斜长花岗岩及 Troodos 斜长花岗岩数据据 Pearce *et al.*, 1984; 另附高晓峰等(2012)数据

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive-mantle normalized spider diagram (b) of plagiogranite (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

Data of ocean ridge plagiogranite and Troodos plagiogranite are after Pearce *et al.* (1984), while data of plagiogranite from Gao *et al.* (2012) are attached

之间; Na_2O 含量高, 最高可达 6.35%, K_2O 含量很低, 变化范围为 0.12% ~ 0.50%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.02 \sim 0.09$; MgO 含量低 (0.08% ~ 0.42%), $\text{Mg}^\# = 37 \sim 43$ 。在 $\text{FeO}^T/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (图 3a) 以及 AFM 图解上 (图 3b), 岩石均落入钙碱性区域。

斜长花岗岩的稀土配分表现出 LREE 轻微富集的特点 (图 4a), $\sum \text{REE} = 80.15 \times 10^{-6} \sim 104.1 \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.91 \sim 3.63$, 其中 $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.57 \sim 2.81$, $(\text{Gd}/\text{Lu})_N = 0.88 \sim 0.94$, 稀土分馏不明显, 存在 Eu 负异常, $\delta\text{Eu} = 0.68 \sim 0.73$ 。在全岩原始地幔标准化微量元素蛛网图中 (图 4b), 富集 Th、U 而亏损高场强元素 Nb、P、Ti。其 Sr 含量较低, 为 $66.0 \times 10^{-6} \sim 87.3 \times 10^{-6}$, Yb、Y 分别高达 $3.17 \times 10^{-6} \sim 4.23 \times 10^{-6}$ 和 $28.8 \times 10^{-6} \sim 40.8 \times 10^{-6}$, 这些特征符合张旗等(2008)总结的与蛇绿岩伴生的斜长花岗岩具有高的 HREE 丰度, 中等至低的负铕异常, 以及很低的 Sr 含量的特

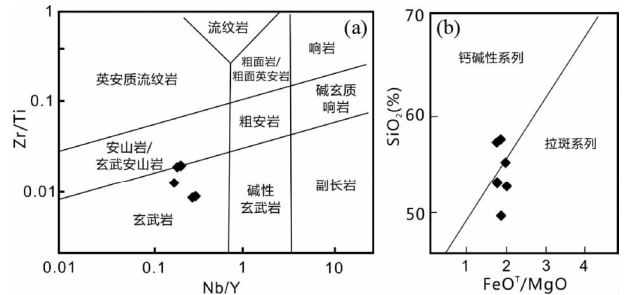


图5 蚀变辉绿岩不活动元素 Nb/Y-Zr/Ti 岩石分类图解 (a, 据 Floyd and Winchester, 1975) 和 $\text{FeO}^T/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 图解 (b, 据 Miyashiro, 1974)

Fig. 5 Nb/Y-Zr/Ti immobile element TAS proxy diagram (a, after Floyd and Winchester, 1975) and $\text{FeO}^T/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ diagram (b, after Miyashiro, 1974) for altered diabase

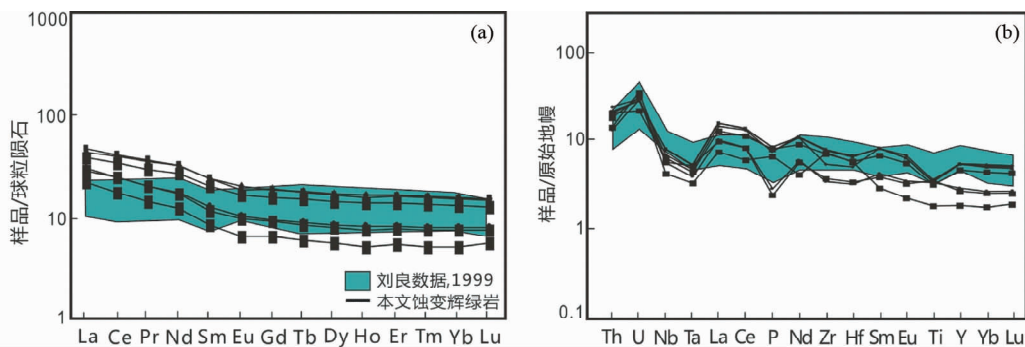


图6 蚀变辉绿岩稀土配分图(a)及微量元素蛛网图(b) (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive-mantle normalized spider diagram (b) of altered diabase (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

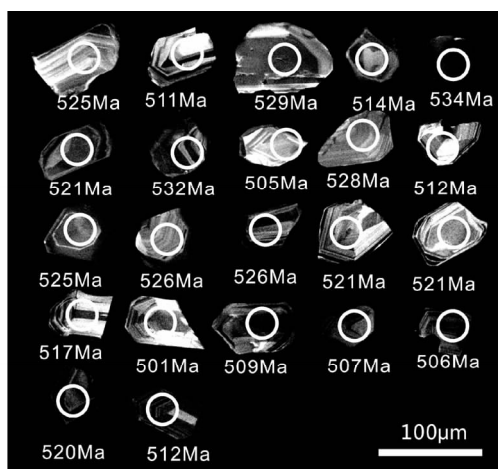


图7 斜长花岗岩锆石阴极发光 CL 图像及 U-Pb 年龄

Fig. 7 CL image and U-Pb age of zircons from plagiogranite

征。同时,本次研究的斜长花岗岩与 Pearce *et al.* (1984) 述及的大洋斜长花岗岩具有相似的地球化学特征(图 4b),将该斜长花岗岩样品与高晓峰等(2012)于红柳沟东缘所采的斜长花岗岩进行比较,发现两者具有相似的地球化学特征,区别在于本文报道的斜长花岗岩具有更高的 HREE 含量,轻重稀土的分异程度更低。

4.1.2 蚀变辉绿岩

蚀变辉绿岩(13A-22)的 Al_2O_3 含量(11.51% ~ 14.95%), $\text{Mg}^\# = 51.3 \sim 54.8$, $\text{TiO}_2 = 0.39\% \sim 0.78\%$, $\text{CaO} = 6.33\% \sim 10.13\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.96\% \sim 4.91\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0.13\% \sim 0.53\%$, 高 Na 低 K, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.04 \sim 0.15$ 。但其 SiO_2 含量变化较大(表 1),其中 4 个样品的 SiO_2 变化范围为 49.67% ~ 53.07%,落入基性岩范围;而另有 3 个样品 SiO_2 含量高达 55.08% ~ 57.45%,分布于安山岩区域。结合岩相学观察,后 3 样品 SiO_2 偏高的原因可能与这些蚀变辉绿岩内部存在一定量的石英细脉以及岩石遭受后期蚀变有关(如图 2d-e)。Pearce (2014) 在论述不活动元素对蛇绿岩形成环境指示意义时指出,热液流体的参与会造成蛇绿岩中 Na 和 Si

含量的升高,针对这一情况,进行岩石分类投图时应选用稳定元素。在不活动性元素 $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$ 图解中(图 5a),本次研究的蚀变辉绿岩投点均落入玄武岩区域,说明这些岩石蚀变前均为玄武质基性岩石。进一步结合 $\text{SiO}_2-\text{FeO}^\dagger/\text{Mg}$ 图解(图 5b)明显可以看出本次研究的蚀变辉绿岩当排除了后期石英细脉等所导致的 SiO_2 升高,全部应为拉斑系列岩石。

蚀变辉绿岩的稀土配分同样表现出 LREE 轻微富集的特征(图 6a), $\sum \text{REE} = 29.57 \times 10^{-6} \sim 74.25 \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.76 \sim 4.21$, 其中 $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.81 \sim 2.58$, $(\text{Gd}/\text{Lu})_N = 1.17 \sim 1.26$, 轻重稀土分馏不明显;无明显 Eu 负异常, $\delta\text{Eu}_N = 0.86 \sim 0.94$ 。在全岩原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 6b),显示出相对富集 Th、U 而亏损 Nb、Ta、Ti 的特征。同时,岩石中 $\text{Ti}/\text{V} = 11 \sim 22$, $\text{La}/\text{Nb} = 1.7 \sim 2.1$, $\text{Zr}/\text{Nb} = 10 \sim 27$ 。结合主量元素特征,蚀变辉绿岩的地球化学特征与区内蛇绿岩一致(高钠低钾, $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 15\%$, $\text{Ti}/\text{V} = 16 \sim 28$, $\text{La}/\text{Nb} \approx 1$, $\text{Zr}/\text{Nb} = 10 \sim 31$) (刘良, 1999; 张旗和周庆国, 2001; 杨经绥等, 2002; 孟繁聪等, 2010), 应为区内蛇绿岩的组成部分。将本次研究数据与刘良(1999)报道的区内洋脊玄武岩比较,两者具有相似的地化特征,而本次样品更为富集轻稀土。结合 Brophy and Pu (2012) 的研究,这种轻稀土富集的特征可能与岩石遭受有海水参与的蚀变有关。

4.2 锆石 U-Pb 年龄及稀土特征

锆石 CL 图像(图 7)显示,斜长花岗岩中锆石呈晶形较好的粒状,粒径多小于 $100\mu\text{m}$,有较明显的岩浆震荡环带,无残留核及明显的变质边,呈现明显的岩浆锆石的特征。LA-ICP-MS 定年结果(表 2)显示,25 个测点的谐和度均较高, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中于 501 ~ 535Ma 之间,加权平均年龄为 $518.5 \pm 4.1\text{Ma}$ (图 8a)。

结合锆石的球粒陨石标准化稀土配分模式图(表 3、图 8b),锆石的稀土配分整体显示出明显左倾的重稀土富集型的配分模式,具有较明显的 Eu 负异常和 Ce 正异常, $\delta\text{Eu} = 0.19 \sim 0.33$ 。Eu 的负异常表明锆石结晶的同时有斜长石生长,因为被还原成 +2 价的 Eu 更容易在斜长石中富集而造

表2 斜长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 2 Zircon U-Pb isotope data obtained by LA-ICP-MS for plagiogranite

序号	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	Pb* ($\times 10^{-6}$)	Th/U	同位素比值						年龄 (Ma)					
					$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
						2σ		2σ		2σ		2σ		2σ		2σ
1	75.3	111	20.8	0.68	0.0573	0.0026	0.6716	0.0342	0.0850	0.0012	506	100	522	20	526	8
2	115	131	33.8	0.88	0.0611	0.0040	0.6973	0.0479	0.0826	0.0019	643	140	537	28	512	12
3	66	93.3	20.6	0.71	0.0557	0.0052	0.6679	0.0670	0.0857	0.0022	439	208	519	40	530	14
4	113	156	28.4	0.72	0.0573	0.0023	0.6840	0.0355	0.0865	0.0012	506	73	529	22	535	6
5	113	137	20.5	0.82	0.0635	0.0037	0.7076	0.0469	0.0808	0.0011	728	122	543	28	501	6
6	96.0	125	3.64	0.77	0.0548	0.0029	0.6370	0.0396	0.0842	0.0013	467	118	500	24	521	8
7	91.2	126	15.8	0.73	0.0581	0.0031	0.6820	0.0409	0.0850	0.0013	532	118	528	24	526	8
8	123	138	9.27	0.89	0.0539	0.0032	0.6176	0.0393	0.0831	0.0013	369	130	488	24	515	8
9	94.4	135	19.0	0.70	0.0591	0.0032	0.6943	0.0415	0.0849	0.0011	572	110	535	24	525	6
10	184	181	24.2	1.02	0.0624	0.0037	0.7020	0.0445	0.0815	0.0014	687	116	540	26	505	8
11	132	175	8.84	0.76	0.0573	0.0030	0.6827	0.0406	0.0861	0.0014	506	103	528	24	533	8
12	57.7	110	25.2	0.52	0.0625	0.0036	0.7350	0.0446	0.0854	0.0015	700	126	559	26	528	8
13	60.5	100	21.3	0.61	0.0630	0.0034	0.7368	0.0422	0.0851	0.0015	709	114	561	24	527	10
14	114	122	8.08	0.93	0.0628	0.0038	0.7445	0.0500	0.0854	0.0015	702	130	565	30	528	10
15	131	164	15.6	0.80	0.0576	0.0028	0.6685	0.0381	0.0843	0.0012	522	108	520	24	522	8
16	105	128	20.7	0.82	0.0601	0.0040	0.6940	0.0518	0.0828	0.0019	609	78	535	32	513	12
17	131	140	15.7	0.93	0.0612	0.0031	0.7000	0.0419	0.0836	0.0013	656	112	539	26	517	8
18	177	224	20.1	0.79	0.0601	0.0035	0.6977	0.0515	0.0840	0.0014	609	130	537	30	520	8
19	163	167	5.50	0.98	0.0570	0.0041	0.6438	0.0542	0.0819	0.0015	500	160	505	34	507	8
20	157	158	24.0	0.99	0.0579	0.0030	0.6482	0.0489	0.0817	0.0013	524	106	507	30	506	8
21	177	183	4.29	0.97	0.0606	0.0032	0.6881	0.0591	0.0822	0.0016	633	112	532	36	509	10
22	85.5	130	21.0	0.66	0.0562	0.0029	0.6535	0.0555	0.0841	0.0012	457	118	511	34	521	6
23	114	129	29.6	0.88	0.0639	0.0035	0.7088	0.0644	0.0809	0.0016	739	118	544	38	501	10
24	184	182	0.00	1.01	0.0583	0.0045	0.6607	0.0701	0.0828	0.0016	543	180	515	42	513	10
25	137	152	10.5	0.90	0.0603	0.0039	0.6842	0.0727	0.0826	0.0017	613	138	529	44	512	10

注: Pb* 为放射性成因铅

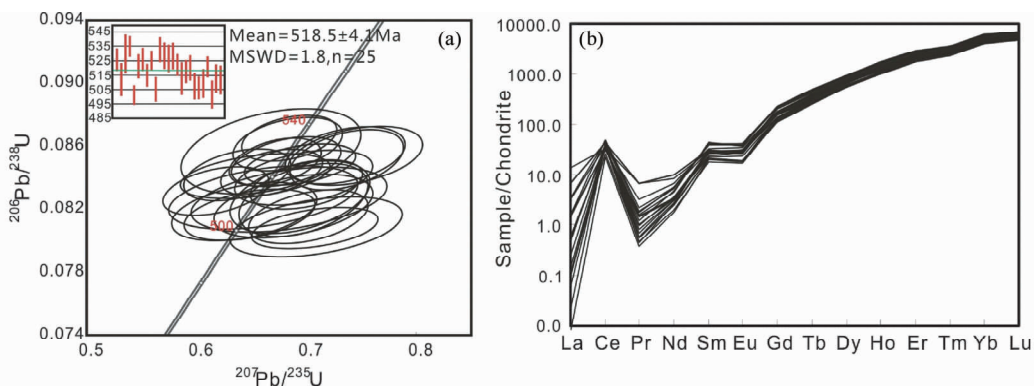


图8 斜长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)及球粒陨石标准化稀土配分模式图(b)

Fig. 8 LA-ICP-MS zircon U-Pb age concordia diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns of plagiogranite (b)

成的 (Hoskin and Schaltegger, 2003; 赵振华, 2010)。25 个锆石测点中 Th 的含量介于 $60 \times 10^{-6} \sim 184 \times 10^{-6}$, U 的含量介于 $93 \times 10^{-6} \sim 224 \times 10^{-6}$, Th/U = 0.52 ~ 1.01, 均大于 0.4。以上特征显示斜长花岗岩锆石具有典型的岩浆锆石的特征 (Claesson *et al.*, 2000; Corfu *et al.*, 2003), 因此 $518.5 \pm$

4.1 Ma 的锆石年龄可以代表该斜长花岗岩的结晶年龄。

4.3 锆石 Hf 同位素特征

对斜长花岗岩样品已获得 U-Pb 年龄的锆石进行 Hf 同

表3 斜长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石稀土元素测定结果 ($\times 10^{-6}$)Table 3 LA-ICP-MS trace element analyses of zircon from plagiogranite ($\times 10^{-6}$)

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	δ Eu
1	0.03	15.1	0.10	1.50	4.27	1.70	35.4	13.3	186	75.8	382	77.5	860	153	1805	0.269
2	0.14	20.1	0.13	1.49	3.62	1.60	28.7	11.5	163	68.3	351	72.7	824	147	1694	0.281
3	3.16	19.9	0.62	3.77	4.50	1.74	32.1	11.9	167	67.4	338	67.9	756	133	1607	0.288
4	0.06	21.6	0.10	1.53	4.63	1.64	36.9	14.7	199	81.0	405	82.4	920	162	1930	0.255
5	0.75	22.1	0.30	3.05	4.97	1.97	36.8	13.9	195	79.9	398	80.6	884	156	1877	0.305
6	0.00	20.1	0.06	1.30	3.88	1.60	30.9	11.9	166	67.5	336	68.0	756	133	1596	0.271
7	0.33	20.0	0.14	1.57	3.31	1.34	26.3	10.4	146	59.5	302	61.5	691	122	1446	0.246
8	19.8	60.8	4.86	26.4	12.2	3.06	55.1	18.9	251	99.4	483	95.6	1052	182	2365	0.373
9	0.03	20.6	0.05	1.14	3.20	1.08	25.2	9.93	142	57.6	289	58.8	674	116	1398	0.203
10	0.81	27.6	0.18	2.48	5.79	2.32	44.9	16.8	231	89.9	435	86.7	949	161	2054	0.325
11	0.13	22.4	0.04	1.19	3.18	1.06	28.3	10.9	154	63.1	314	64.3	715	124	1502	0.189
12	0.02	15.7	0.04	0.90	2.79	0.99	23.4	9.46	135	57.7	301	63.6	744	133	1487	0.193
13	0.00	13.3	0.04	0.83	3.04	1.01	23.1	9.25	136	55.9	287	59.2	681	121	1391	0.198
14	7.02	37.6	2.70	14.3	6.89	1.97	31.2	11.1	153	60.3	298	59.9	657	114	1457	0.319
15	0.01	21.8	0.06	1.43	4.19	1.56	32.7	12.9	180	72.8	366	74.1	818	143	1728	0.257
16	0.37	19.1	0.17	2.59	6.00	2.29	44.1	16.3	219	87.5	426	86.2	952	162	2024	0.323
17	0.03	21.1	0.11	2.24	6.16	2.35	47.3	17.6	241	94.7	458	91.4	998	171	2151	0.321
18	0.37	28.8	0.21	2.59	4.56	1.70	40.7	15.7	218	87.9	442	89.8	1005	174	2111	0.253
19	0.00	24.3	0.05	1.30	4.48	1.83	36.5	14.1	194	77.3	382	76.2	834	143	1790	0.286
20	1.58	26.3	0.62	4.59	4.80	1.61	30.9	12.0	167	67.1	329	65.9	728	126	1565	0.269
22	0.14	19.0	0.08	1.17	2.82	1.05	24.2	9.45	136	55.1	278	57.2	637	111	1332	0.202
23	0.02	21.7	0.08	1.42	3.91	1.63	31.1	12.2	175	69.9	350	70.0	778	136	1651	0.275
24	0.11	25.4	0.15	2.12	6.58	2.10	46.3	17.1	237	93.1	462	90.8	1011	175	2168	0.288
25	0.02	21.3	0.09	1.70	4.08	1.78	34.1	13.1	186	74.1	365	73.3	805	139	1718	0.288

表4 斜长花岗岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素测定结果

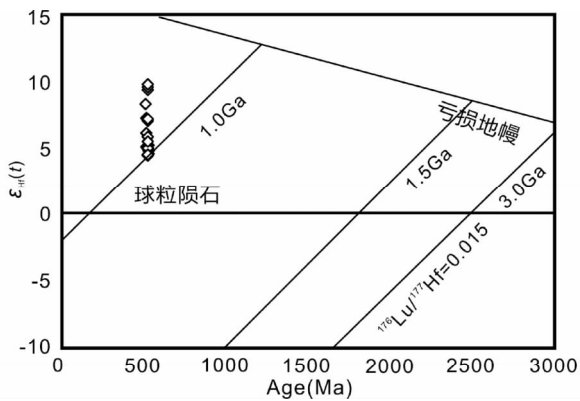
Table 4 LA-MC-ICP-MS zircon Hf isotopic compositions of plagiogranite

序号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	$t_{\text{DM1(Hf)}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2(CC)}}(\text{Ma})$
1	0.055094	0.002110	0.282632	4.84	0.88	934	1157
2	0.053316	0.002165	0.282624	4.57	0.80	949	1177
3	0.051596	0.001993	0.282694	7.02	0.55	840	1016
4	0.058662	0.002259	0.282620	4.36	0.62	958	1190
5	0.057773	0.002282	0.282767	9.50	0.73	744	862
6	0.057826	0.002219	0.282640	5.05	0.73	928	1145
7	0.067066	0.002554	0.282627	4.25	0.68	960	1191
8	0.057377	0.002279	0.282775	9.70	0.66	732	846
9	0.059953	0.002190	0.282643	5.00	0.77	922	1141
10	0.056681	0.002141	0.282708	7.19	0.66	824	996
11	0.049482	0.001948	0.282630	4.78	0.82	930	1157
12	0.051089	0.002001	0.282743	8.37	0.74	768	915
13	0.067617	0.002616	0.282683	6.02	0.86	880	1072
14	0.049946	0.002041	0.282641	4.94	0.94	918	1141
15	0.049364	0.001797	0.282630	4.85	0.65	925	1152
16	0.072644	0.002783	0.282792	9.90	0.74	725	832
17	0.080595	0.003094	0.282681	5.76	0.72	902	1095
18	0.064048	0.002445	0.282628	4.32	0.55	954	1185
19	0.046212	0.001761	0.282694	7.14	0.60	832	1007
20	0.072485	0.002668	0.282662	5.38	0.82	913	1118

表 5 斜长花岗岩全岩 Sr-Nd-Pb 同位素成分

Table 5 Sr-Nd-Pb isotope compositions of plagiogranite

样品号	12A-30a	12A-30b	12A-30d	12A-30e
Sr ($\times 10^{-6}$)	68.7	66.0	66.0	72.1
Rb ($\times 10^{-6}$)	14.5	14.9	14.9	12.1
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.61004	0.65409	0.65404	0.48643
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.712084	0.711991	0.711141	0.711949
2σ	0.000016	0.000026	0.000015	0.000015
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.707580	0.707162	0.706312	0.708358
$\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$	52.4	46.5	34.4	63.5
Nd ($\times 10^{-6}$)	18.8	16.2	16.2	16.4
Sm ($\times 10^{-6}$)	4.22	3.68	3.68	4.36
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.13545	0.13725	0.13725	0.16097
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512369	0.512457	0.512451	0.512531
2σ	0.000013	0.000011	0.000017	0.000011
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.51191	0.51199	0.51198	0.51198
$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	-1.26	0.34	0.21	0.19
t_{DM2} (Ma)	1344	1214	1224	1226
Pb ($\times 10^{-6}$)	3.36	2.82		0.863
Th ($\times 10^{-6}$)	5.68	5.77		5.81
U ($\times 10^{-6}$)	1.43	1.19		1.41
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	20.662	20.845		23.340
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.752	15.760		15.889
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	41.017	41.340		44.481
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	19.669	19.858		19.232
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	15.702	15.710		15.681
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	39.765	39.819		39.098

图 9 斜长花岗岩锆石 Hf 同位素 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解Fig. 9 Zircon Hf isotopic $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t plot of plagiogranite

位素测定, 共获得了 20 个点位的 Hf 同位素分析数据(表 4、图 9)。实验结果显示, 所测点位 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 平均值为 0.0023, 表明锆石中由 ^{176}Lu 衰变形成的放射性成因 ^{177}Hf 含量很低, 因而锆石中的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 可以近似代表其结晶时的 Hf 同位素体系 (Jonathan Patchett *et al.*, 1983; 吴福元等, 2007)。计算 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 以及 $t_{\text{DM2(CC)}}$ 时采用各点对应的锆石 U-Pb 年龄。结果显示, 该斜长花岗岩锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 介于 0.282620 ~ 0.282792 之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 4.25 \sim 9.90$, 平均值为 6.15, 二阶段模式年龄 $t_{\text{DM2(CC)}}$ 为 832 ~ 1190 Ma。

4.4 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素特征

全岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果(表 5)显示, 斜长花岗岩样品 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512369 \sim 0.512531$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7111410 \sim 0.7120835$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.7523 \sim 15.8888$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20.6618 \sim 23.3401$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 41.017 \sim 44.481$ 。总体具有中等偏低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 较高且变化较大的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 以及高的放射性成因 Pb 含量的特点。采用斜长花岗岩 518 Ma 的加权平均年龄进行计算得到 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.26 \sim 0.34$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51191 \sim 0.51198$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70631 \sim 0.70836$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 39.098 \sim 39.819$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.681 \sim 15.710$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 19.232 \sim 19.858$ 。在多种同位素判别图解中(图 10), 样品均表现出与 EMII 型富集地幔端元关系密切的特点。

5 讨论

5.1 斜长花岗岩的成因类型

斜长花岗岩的成因有多种类型, 包括洋中脊玄武岩岩浆结晶分异晚期形成的斜长花岗岩, 拉斑玄武岩岩浆演化过程中发生不混溶作用的成因, 以及洋壳运移过程中其不同组成部分发生部分熔融形成的斜长花岗岩等 (Coleman and Donato, 1979; Aldiss, 1981; Flagler and Spray, 1991; Pallister and Knight, 1981; Brophy and Pu, 2012; France *et al.*, 2010; Gillis and Coogan, 2002; Koepke *et al.*, 2004, 2005, 2007; 李武显和李献华, 2003; 刘敦一等, 2003)。蛇绿岩中不同成因的斜长花岗岩由于其形成机制或构造环境的不同, 在地球化学特征上往往存在差异, 通过分辨这些差异, 可以确定斜长花岗岩的成因类型。

本次研究的斜长花岗岩野外呈不规则脉状和透镜状产于蚀变辉绿岩之中, 岩体中存在蚀变辉绿岩捕虏体, 暗示其成因为洋壳部分熔融。结合 Brophy (2009) 的研究, 随着 SiO_2 含量的升高, 部分熔融成因的斜长花岗岩具有降低的 La 含量和相对不变的 Yb 含量, 而结晶分异成因的该类岩石则具有显著升高的 La、Yb 含量。本次研究的斜长花岗岩具有低的 La (图 11a) 和 Yb ($3.17 \times 10^{-6} \sim 4.23 \times 10^{-6}$) 含量, 符合部分熔融成因斜长花岗岩的特点。此外, 前人在水化辉绿岩和辉绿岩的部分熔融实验中发现其熔体具有低 TiO_2 含量的特征 ($\text{TiO}_2 < 1\%$ at $\text{SiO}_2 > 55\%$), 这一特点也被认为是判别斜长花岗岩经由洋壳部分熔融形成的重要依据 (Koepke *et al.*, 2007; France *et al.*, 2010)。本次研究的斜长花岗岩中 TiO_2 的含量均低于实验中 MORB 分馏的下限(图 11b), 结合上述特征, 本次研究的斜长花岗岩并非形成于洋中脊玄武岩岩浆的结晶分异, 应为洋壳形成后部分熔融形成的。

此外, 形成于俯冲洋壳中的斜长花岗岩在 Sr、Yb、Y 的含

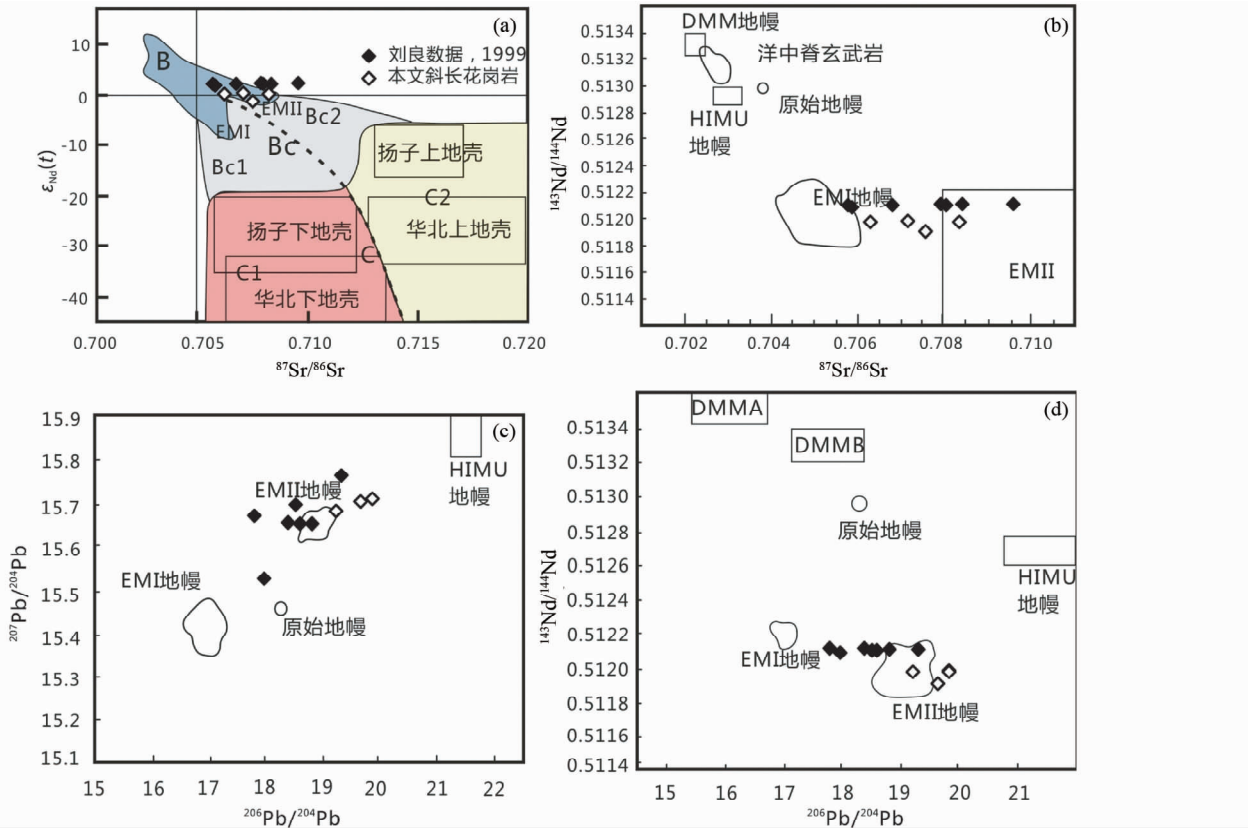


图 10 斜长花岗岩全岩 Sr-Nd-Pb 同位素图解

(a) $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (张旗等, 2008); (b) $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$; (c) $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i - (^{206}Pb/^{204}Pb)_i$; (d) $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i - (^{206}Pb/^{204}Pb)_i$. 各地幔端元为 Zindler and Hart (1986) 定义的地幔端元: DMM-亏损地幔; EMI-第 1 类富集地幔; EMII-第 2 类富集地幔; HIMU-具高 $^{238}U/^{204}Pb$ 比值地幔. 图 a 中 B 为玄武岩源区; Bc 为过渡源区; C 为陆壳源区

Fig. 10 Isotopic Sr-Nd-Pb plots of plagiogranite

(a) $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (Zhang *et al.*, 2008); (b) $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$; (c) $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i - (^{206}Pb/^{204}Pb)_i$; (d) $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i - (^{206}Pb/^{204}Pb)_i$. End member component of mantle is after Zindler and Hart (1986); DMM-depleted mantle; EMI-the first kind of enriched mantle; EMII-the second kind of enriched mantle; HIMU-mantle with high $^{238}U/^{204}Pb$. In Fig. 10a, B stand for origin of basalt; Bc represent an origin of transitional mantle; C is from continental source

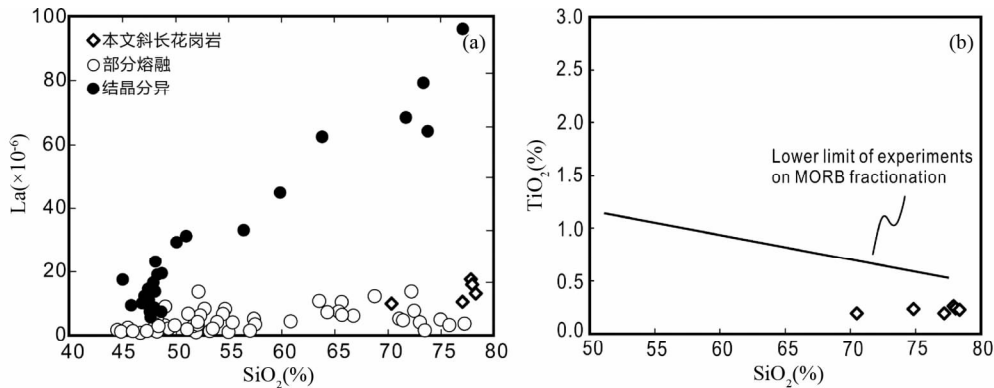


图 11 斜长花岗岩 La-SiO₂ 图解 (a, 据 Brophy, 2009) 以及 TiO₂-SiO₂ 图解 (b, 据 Koepke *et al.*, 2007)

Fig. 11 La-SiO₂ (a, after Brophy, 2009) and TiO₂-SiO₂ (b, after Koepke *et al.*, 2007) plots of plagiogranite

量上多具有埃达克岩的特征 (李武显和李献华, 2003), 即 $Al_2O_3 \geq 15\%$, $Sr > 400 \times 10^{-6}$, $Yb \leq 1.9 \times 10^{-6}$, $Y \leq 18 \times$

10^{-6} . 本次研究的斜长花岗岩地球化学特征显示其 $Al_2O_3 = 9.51\% \sim 11.75\%$, $Sr = 66.0 \times 10^{-6} \sim 87.3 \times 10^{-6}$, $Yb = 3.17$

$\times 10^{-6} \sim 4.23 \times 10^{-6}$, $Y = 28.8 \times 10^{-6} \sim 40.8 \times 10^{-6}$, 呈现非常低 Sr 高 Yb 的特点, 与埃达克岩有明显的差异。因此不会是洋壳俯冲过程中由俯冲板片及大洋沉积物部分熔融形成的。而斜长花岗岩非常低 Sr 高 Yb 的特点与张旗等(2006)统计的与蛇绿岩相关的由洋壳剖面浅部辉长岩部分熔融形成的大洋斜长花岗岩 $Sr < 100 \times 10^{-6}$, $Yb > 2 \times 10^{-6}$ 的特征一致, 暗示其可能是在非常低压条件下部分熔融形成的。

关于洋壳在运移过程中部分熔融形成斜长花岗岩的机制, 前人通过进行幔源岩石在含水条件下的部分熔融实验并基于野外证据和微量元素地化模型, 认为此类斜长花岗岩的成因为洋壳在运移过程中发生剪切变形, 富水流体沿洋壳变形裂隙下渗从而使洋壳发生热液蚀变, 在洋壳下部与岩浆房之间的岩浆-热液接触面上, 热液蚀变的洋壳在岩浆热以及流体的共同作用下发生部分熔融, 从而形成斜长花岗岩 (Koepke *et al.*, 2007; Rollinson, 2009)。本次花岗岩样品具有高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, Al_2O_3 含量介于 9.51% ~ 11.75% 之间, $Na_2O/K_2O > 1$, $Mg^\# = 37 \sim 43$ 以及具有轻微的 LREE 富集型特征, 与李武显和李献华(2003)总结的蛇绿岩中形成于洋壳下部高温剪切带, 由变质洋壳发生部分熔融形成的斜长花岗岩 $Al_2O_3 < 15\%$, $Na_2O/K_2O > 1$, $Mg^\# < 50$ 的地球化学特征相吻合, 同时也与高晓峰等(2012)报道的红柳沟地区斜长花岗岩地球化学特征一致。因此, 本次研究的斜长花岗岩其成因应为洋壳运移过程中在热液参与下发生部分熔融形成的。

为进一步验证上述认识并讨论该斜长花岗岩源岩的部分熔融程度与熔融温度, 本文结合 France *et al.* (2010) 模拟热液蚀变辉绿岩墙部分熔融形成斜长花岗岩的实验结果进行讨论。France *et al.* (2010) 部分熔融实验的实验条件 $T = 850^\circ\text{C} \sim 1030^\circ\text{C}$, $P = 100\text{MPa}$; 起始材料的 $SiO_2 = 50.38\%$, $Al_2O_3 = 15.04\%$, $Fe_2O_3 = 10.29\%$, $MgO = 4.99\%$, $CaO = 7.19\%$, $Na_2O = 4.44\%$, $K_2O = 0.19\%$, $LOI = 4.74\%$, 与本次研究的蚀变辉绿岩及区内蛇绿岩具有相似的地球化学特征。其结果显示部分熔融程度与熔融温度呈正相关关系(图 3b), 并且小于 910°C 实验的部分熔融程度均小于 10% (France *et al.*, 2010)。将本文斜长花岗岩的 AFM 值与部分熔融实验资料进行对比(图 3b), 斜长花岗岩主体落在 850°C 部分熔融实验的初始熔融熔体点位附近。这一结果从另一角度有力的支撑了本文前述关于区内斜长花岗岩为洋壳运移过程中在热液参与下发生部分熔融形成的认识; 同时, 结合本文通过锆石饱和温度计及锆石 Ti 温度计估算该区斜长花岗岩的平均结晶温度分别为 750°C 和 780°C (表 6), 共同限定斜长花岗岩源岩部分熔融的温度可能为 $750 \sim 850^\circ\text{C}$, 并进一步认为其熔融程度应小于 10%。

另外, 考虑到本次研究的斜长花岗岩的直接围岩(蚀变辉绿岩)中没有发现明显的高温变质变形现象, 因此, 推测其形成可能为该直接围岩(蚀变辉绿岩)更下部辉绿岩部分熔融的产物运移后再结晶到现今观察到的蚀变辉绿岩中。

表 6 斜长花岗岩锆石饱和温度计和锆石 Ti 温度计计算结果

Table 6 Zircon saturation thermometer and Ti-in-zircon thermometer values for plagiogranite

样品号	锆石饱和温度计		
	M	D_{Zr}	$T_{Zr} (^{\circ}\text{C})$
12A-30a	1.39	3984.52	766
12A-30b	1.31	4490.00	761
12A-30d	1.84	5243.53	713
12A-30e	1.42	4203.34	759
锆石序号	锆石 Ti 温度计		
	Ti	$T_{Ti} (^{\circ}\text{C})$	
1	6.54	765	
2	9.54	801	
3	6.43	763	
4	8.39	788	
5	7.95	783	
6	7.47	777	
7	8.20	786	
8	5.39	747	
9	8.29	787	
10	6.49	764	
11	6.23	760	
12	5.80	754	
13	7.56	778	
14	17.2	862	
15	6.29	761	
16	9.23	797	
17	9.11	796	
18	6.70	767	
19	8.57	790	
20	8.07	784	
21	8.02	784	

注: $M = (2Ca + K + Na) / (Si \times Al)$ 令 $Si + Al + Fe + Mg + Ca + Na + K + P = 1$ (均为原子数分数), D_{Zr} 近似为 $496000 / \text{全岩锆含量}$, $T_{Zr} (^{\circ}\text{C}) = 12900 / [\ln D_{Zr} + 0.85M + 2.95] - 273.15$ (Bruce Watson and Harrison, 1983); $T_{Ti} (^{\circ}\text{C}) = 5080 / (5.711 - \lg(Ti)) - 273.15$ (Ferry and Watson, 2007)

5.2 斜长花岗岩源区性质

Zindler and Hart (1986) 通过对 MORB 和 OIB 同位素特征进行研究, 将地幔端元组别划分为亏损地幔端元 DMM 和三个富集地幔端元组分 HIMU, EMI 和 EMII。对于富集地幔端元来说, HIMU 地幔具有高的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 比值, 被认为是消减的洋壳组分进入深部地幔导致的 (Hofman and White, 1982; Weaver, 1991; Chauvel *et al.*, 1992; Kogiso *et al.*, 1997; Hofman, 1997; Andreas *et al.*, 2003; 张成立等, 2007); EMI 地幔具低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和中等的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 是下地壳物质再循环或地幔交代作用的结果 (Milner and Le Roex, 1996; Andreas *et al.*, 2003; 张成立等, 2007); EMII 地幔具有高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和中等的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 被认为与大陆沉积物和大陆地壳或蚀变洋壳物质再循

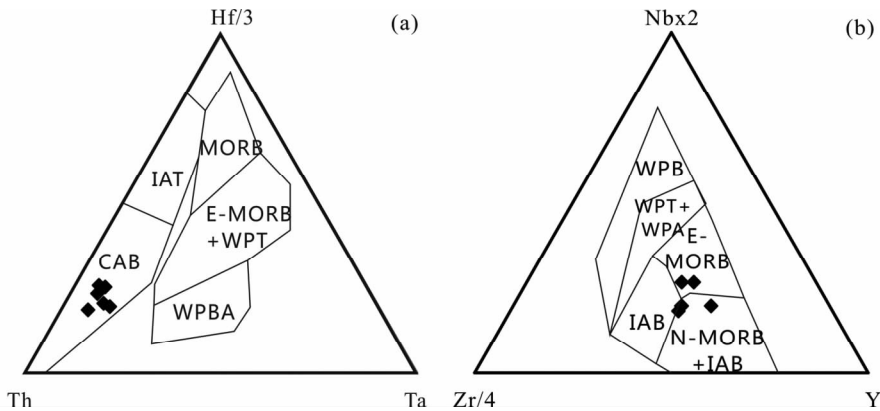


图 12 蚀变辉绿岩 Hf/3-Th-Ta 图解(a, 据 Pearce, 1982) 及 Nb × 2-Zr/4-Y 图解(b, 据 Meschede, 1986)

Fig. 12 Hf/3-Th-Ta diagram (a, after Pearce, 1982) and Nb × 2-Zr/4-Y diagram (b, after Meschede, 1986) of the altered diabase

环有关(Weaver, 1991; Chauvel *et al.*, 1992; Dostal *et al.*, 1998; Hofman, 2003; 张成立等, 2007)。

对于本次研究的斜长花岗岩来说, 其 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51191 \sim 0.51198$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70631 \sim 0.70836$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 39.098 \sim 39.819$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.681 \sim 15.710$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 19.232 \sim 19.858$, 具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和中等的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的特点, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.26 \sim 0.34$, $\varepsilon_{\text{Sr}}(t) = 34 \sim 52$, 在多种同位素初始比值相关图解中(图 10), 显示出明显的 EMII 型富集地幔特征。在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解中(图 10a), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 变化较大, 而 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 基本不变且不随 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 的升高而降低, 表明 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 的变化是海水蚀变造成的而非地壳物质的加入(张宗清和张旗, 1995)。而本文斜长花岗岩与刘良(1999)的 Pb 同位素结果一致, 表明蚀变并未对斜长花岗岩的 Pb 同位素有较大影响。此外, 刘良(1999)对区内洋脊型玄武岩还进行了 Sr、Nd、O 同位素分析, 并得出 Sm-Nd 等时线年龄为 $512.9 \pm 30\text{Ma}$ 。其同位素结果与本次研究的斜长花岗岩同位素特征非常相似(图 10), 均显示 EMII 型富集地幔特征, 二者在年代学上也较为一致。这一结果为斜长花岗岩形成于区内洋壳的部分熔融提供了同位素方面的证据, 同时蛇绿岩源区的富集地幔特征暗示其可能形成于洋盆裂解的初始阶段。

5.3 构造意义

在原始地幔标准化蛛网图上, 斜长花岗岩显示明显的 Th、U 等富集及相对亏损 Nb、Ta、Ti 的特征, 而蚀变辉绿岩同样富集 Th、U 而相对亏损 Nb、Ta, 显示与岛弧及板内玄武岩相似的地球化学特征。同时由于岩石具有高的 Th 含量, 在与 Th 相关的构造判别图解中, 投点均向 Th 端元迁移从而表现出地壳混染的特点(图 12a)。但蚀变辉绿岩中 Nb 的含量为 $3.01 \times 10^{-6} \sim 5.73 \times 10^{-6}$, 高于岛弧火山岩(1.26×10^{-6})

而与 N-MORB (4.35×10^{-6}) (Holm, 1985) 一致, 同时其 $\text{Zr}/\text{Nb} = 9.6 \sim 27.1$, 且多介于 $9.6 \sim 17.4$, 兼具 N-MORB 和 E-MORB 的特征(N-MORB 和 E-MORB 的 Zr/Nb 分别大于和小于 16, Le Roex *et al.*, 1989) (刘良, 1999), 与 Nb × 2-Zr/4-Y 图解的结果一致(图 12b)。结合同位素 EMII 型富集地幔的特点, 蚀变辉绿岩的微量元素蛛网图所表现出的特征可能与陆壳混染无关, 富集地幔源区本身富集大离子亲石元素应该对蚀变辉绿岩和斜长花岗岩表现出的的这种微量元素特征起主要作用, 而斜长花岗岩锆石 Hf 同位素壳幔混合的特征同样可能是受富集地幔影响的结果。

红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带中的蛇绿岩, 根据地球化学特征可以将其分为两类, 分别为 MORB 型和洋岛玄武岩(张旗等, 1997; 刘良, 1999; 吴峻等, 2002; 杨经绥等, 2002, 2008; 孟繁聪等, 2010)。并且部分研究表明红柳沟-拉配泉蛇绿岩中存在与岛弧相关的信息: 杨经绥等(2008)在研究红柳沟蛇绿岩组合时获得蛇绿岩中辉长岩的锆石 SHRIMP 年龄为 $479 \pm 8\text{Ma}$, 并发现其地幔橄辉岩主要由方辉橄辉岩和少量纯橄岩组成, 结合其矿物特征以及蛇绿岩中堆晶岩的异剥橄辉岩-橄辉二辉石岩-辉石岩-含长辉石岩-辉长岩-含 Cpx 斜长岩组合, 推测北阿尔金存在 SSZ 型蛇绿岩; 孟繁聪等(2010)结合红柳泉洋岛玄武岩的岩石组合进一步推断红柳泉北部洋岛玄武岩可能为弧后盆地中发育的海山, 其锆石 U-Pb 年龄引自修群业等(2007), 为 $448.6 \pm 3.3\text{Ma}$; 崔玲玲等(2010)以及郝瑞祥等(2013)在蛇绿岩带东侧喀拉大湾地区发现具有陆壳混染特征的玄武岩, 并认为其形成于岛弧环境, 但并未得到年代学数据。区内洋壳俯冲相关的变质岩证据包括: 张建新和孟繁聪(2006); 张建新等(2007)获得洋内俯冲形成的 LT/HP 蓝片岩和含硬柱石榴辉岩的白云母-钠云母 Ar-Ar 年龄为 $491 \sim 513\text{Ma}$ 。结合区内花岗岩研究成果, 现已报道的与洋壳俯冲有关的岛弧花岗质岩体为 $500 \sim 481\text{Ma}$ (吴才来等, 2005, 2007; 戚学祥, 2005; 康磊等, 2011)。对于本次研究的两类岩石来说, 其 $518 \pm 4.1\text{Ma}$ 的形

成时代明显早于前人报道的 SSZ 型或弧后盆地蛇绿岩的年龄,也早于区内与俯冲相关的变质岩和花岗岩等岩石的年代学记录,因此,基本可以排除其形成于岛弧或弧后盆地环境,故而在形成过程中遭受陆壳物质混染的可能性是微乎其微的。刘良(1999)结合 O 同位素认为红柳沟洋中脊玄武岩的这种富集特征并非是由于形成过程中遭受了陆壳物质混染而是源区混染造成的,这一结论同样与本文斜长花岗岩源区具有 EMII 型富集地幔特征相吻合。

前人对区内蛇绿岩的研究成果表明,北阿尔金洋盆于早寒武世已经打开,其蛇绿岩年龄跨度为 534 ~ 479Ma (刘良, 1999; 车自成等, 2002; 修群业等, 2007; 杨经绥等, 2008); 高晓峰等(2012)在红柳沟西缘发现了一套斜长花岗岩,其锆石 U-Pb 年龄为 512.1 ± 1.5 Ma,与本次研究得出的斜长花岗岩 518 ± 4.1 Ma 的锆石 U-Pb 年龄一致。结合本文与前人同位素研究成果,与斜长花岗岩同期或稍早的蛇绿岩源区地幔具有 EMII 型富集地幔的特征,代表其应形成于洋壳裂解的初始阶段。因为随着洋盆的演化,大量基性岩浆从地幔源区的抽取会导致洋壳地幔变得亏损。因此,斜长花岗岩 518 ± 4.1 Ma 的锆石 U-Pb 年龄可近似代表北阿尔金红柳沟-拉配泉有限洋盆开启的上限。

6 结论

(1) 红柳沟恰什坎萨伊剖面南侧的斜长花岗岩野外呈不规则脉状侵位于围岩蚀变辉绿岩中,结合斜长花岗岩主微量元素特征及实验岩石学资料,该斜长花岗岩应为洋壳下部岩石部分熔融后熔体运移到蚀变辉绿岩中结晶形成的,其部分熔融熔体规模 < 10%,熔融温度为 750 ~ 850°C。

(2) 斜长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 518 ± 4.1 Ma,由于其形成于洋壳的部分熔融,因此该年龄可以代表区内蛇绿岩的形成年龄。

(3) 斜长花岗岩及蚀变辉绿岩地球化学特征表现出地壳混染的特点,结合斜长花岗岩锆石 Hf 同位素、全岩 Sr、Nd、Pb 同位素及区内蛇绿岩同位素研究成果,这种地壳混染的特点是由蛇绿岩源区为 EMII 型富集地幔造成的。而以这种富集地幔为特征的斜长花岗岩和蚀变辉绿岩应形成于洋盆裂解的初期,其初始裂解时代上限为 518 ± 4.1 Ma。

致谢 野外工作得到了党军和廖文春同学的帮助;匿名审稿人对本文提出了建设性修改意见和宝贵建议;在此一并表示感谢。

References

Aldiss DT. 1981. Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites. *Nature*, 289(5798): 577–578
 Andreas S, Michael B and Salters Vincent JM. 2003. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3): 1525–2077

Brophy JG. 2009. La-SiO₂ and Yb-SiO₂ systematics in mid-ocean ridge magmas: Implications for the origin of oceanic plagiogranite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(1): 99–111
 Brophy JG and Pu XF. 2012. Rare earth element-SiO₂ systematics of mid-ocean ridge plagiogranites and host gabbros from the Fournier oceanic fragment, New Brunswick, Canada: A field evaluation of some model predictions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(2): 191–204
 Bruce WE and Mark HT. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304
 Claesson S, Vetrin V, Bayanova T and Downes H. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola Peninsula, Russia: A record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. *Lithos*, 51(1–2): 95–108
 Chauvel C, Hofmann AW and Vidal P. 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1–4): 99–119
 Che ZC, Liu L, Liu HF and Luo JH. 1995. Discovery and occurrence of high-pressure metapelitic rocks from Altun Mountain areas, Xinjiang Autonomous Region. *Chinese Science Bulletin*, 40(23): 1988–1991
 Che ZC, Liu L and Luo JH. 2002. *Geotectonics of China and Adjacent Regions*. Beijing: Science Press, 207–369 (in Chinese)
 Chen XH, Gehrels G, Wang XF, Yang F and Chen ZL. 2003. Granite from North Altyn Tagh, NW China: U-Pb geochronology and tectonic setting. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 22(4): 294–298 (in Chinese with English abstract)
 Coleman RG and Peterman ZE. 1975. Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80(8): 1099–1108
 Coleman RG and Donato MM. 1979. Oceanic plagiogranite revisited. In: Barker F (ed.). *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier, 149–167
 Corfu F, Hancher JM, Hoskin PWO and Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 469–500
 Cui LL, Chen BL, Yang N, Chen ZL and Ding WJ. 2010. Geochemistry and genesis of basic-intermediate volcanic rocks from Kaladawan, East Altun Tagh Mountains. *Journal of Geomechanics*, 16(1): 96–107 (in Chinese with English abstract)
 Dilek Y and Furnes H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2): 93–100
 Dostal J, Coisens B and Dupuy C. 1998. The incompatible element characteristics of an ancient subducted sedimentary component in ocean Island basalts from French Polynesia. *Journal of Petrology*, 39(5): 937–952
 Ferry JM and Watson EB. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429–437
 Flagler PA and Spray JG. 1991. Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones. *Geology*, 19(1): 70–73
 Floyd PA and Winchester JA. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2): 211–218
 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(5): 683–704
 Gao XF, Xiao PX, Guo L, Dong ZC and Xi RG. 2011. Opening of an Early Paleozoic limited oceanic basin in the northern Altyn area: Constraints from plagiogranites in the Hongliugou-Lapeiquan ophiolitic mélange. *Science China (Earth Sciences)*, 54(12): 1871–1879
 Gillis KM and Coogan LA. 2002. Anatectic migmatites from the roof of an ocean ridge magma chamber. *Journal of Petrology*, 43(11): 2075–2095

- Guo ZJ, Zhang ZC and Wang JJ. 1998. Sm-Nd isochron age of the ophiolite belt at the margin of the Altay Tagh Mountains and its tectonic significance. *Chinese Science Bulletin*, 43(18): 1981 – 1984 (in Chinese)
- Han FB, Chen BL, Cui LL, Wang SX, Chen ZL, Jiang RB, Li L and Qi WX. 2012. Zircon SHRIMP U-Pb age of intermediate-acid intrusive rocks in Kaladawan area, eastern Altun Mountains, NW China, and its implications. *Acta Petrologica Sinica*, 28(7): 2277 – 2291 (in Chinese with English abstract).
- Hao RX, Chen BL, Chen ZL, Wang Y, Li SB, Han FB and Zhou YG. 2013. Geochemical characteristics of basalts from Kaladawan in East Altun Mountains of Xinjiang and their implications. *Acta Geoscientia Sinica*, 34(3): 307 – 317 (in Chinese with English abstract).
- Hofmann AW and White WM. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 421 – 436
- Hofmann AW. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219 – 229
- Hofmann AW. 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements. In: Carlson RW (ed.). *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier-Perгамon, 61 – 101
- Holm PE. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, 51(3–4): 303 – 323
- Hoskin PWO and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27 – 62
- Irvine TN and Baragar WRA. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 532 – 548
- Jafri SH, Charan SN and Govil PK. 1995. Plagiogranite from the Andaman ophiolite belt, Bay of Bengal, India. *Journal of the Geological Society*, 152(4): 681 – 687
- Jonathan Patchett P, Kouvo O, Hedge CE and Tasamoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(3): 279 – 297
- Kang L, Liu L, Cao YT, Wang C, Yang WQ and Zhu XH. 2011. Geochemistry, zircon LA-ICP-MS U-Pb ages and Hf isotopes of Hongliugou moyite from North Altyn Tagh tectonic belt. *Geological Bulletin of China*, 30(7): 1066 – 1076 (in Chinese with English abstract)
- Koepke J, Feig ST, Snow J and Freise M. 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: An experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(4): 414 – 432
- Koepke J, Feig ST and Snow J. 2005. Hydrous partial melting within the lower oceanic crust. *Terra Nova*, 17(3): 286 – 291
- Koepke J, Berndt J, Feig ST and Holtz F. 2007. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(1): 67 – 84
- Kogiso T, Tatsumi Y, Shimoda G *et al.* 1997. High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: New evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 102(B4): 8085 – 8103
- Le Roex AP, Dick HJB and Fisher RL. 1989. Petrology and geochemistry of MORB from 25°E to 46°E along the southwest Indian ridge: Evidence for contrasting style of mantle enrichment. *J. Petrol.*, 30(4): 947 – 986
- Li WX and Li XH. 2003. Rock types and tectonic significance of the granitoid rocks within ophiolites. *Advance in Earth Sciences*, 18(3): 392 – 397 (in Chinese with English abstract)
- Liu DY, Jian P, Zhang Q, Zhang FQ, Shi YR, Shi GH, Zhang LQ and Tao H. 2003. SHRIMP dating of adakites in the Tulinkai ophiolite, Inner Mongolia; Evidence for the Early Paleozoic subduction. *Acta Geologica Sinica*, 77(3): 317 – 327 (in Chinese with English abstract)
- Liu L. 1999. High-pressure metamorphic rocks and ophiolite in Altun Mountains and their geological significance. Ph. D. Dissertation. Beijing: Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, 1 – 70 (in Chinese with English summary)
- Liu L, Che ZC, Wang Y, Luo JH and Chen DL. 1999. The petrological characters and geotectonic setting of high-pressure metamorphic rock belts in Altun Mountains. *Acta Petrologica Sinica*, 15(1): 57 – 64 (in Chinese with English abstract)
- Liu L, Chen DL, Wang C and Zhang CL. 2009. New progress on geochronology of high-pressure /ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the South Altyn Tagh, the North Qaidam and the North Qinling orogenic, NW China and their geological significance. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 39(3): 472 – 479 (in Chinese with English abstract)
- Lu SN, Yu HF, Li HK, Chen ZH, Wang HC and Zhang CL. 2009. Preliminary Study of Precambrian Geology in the North Tibet-Qinghai Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 203 (in Chinese)
- Meng FC, Zhang JX, Yu SY and Chen SY. 2010. The Early Paleozoic pillow basalt in northern Altyn, western China and its tectonic implications. *Acta Geologica Sinica*, 84(7): 981 – 990 (in Chinese with English abstract)
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3–4): 207 – 218
- Milner SC and Le Roex AP. 1996. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: Constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EMI mantle component. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141(1–4): 277 – 291
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321 – 355
- Pallister JS and Knight RJ. 1981. Rare earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4): 2673 – 2697
- Pearce JA. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed.). *Andesites*. Chichester: Wiley, 525 – 548
- Pearce JA, Nigel NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956 – 983
- Pearce. 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Element*, 10(2): 101 – 108
- Rollinson H. 2009. New models for the genesis of plagiogranites in the Oman ophiolite. *Lithos*, 112(3–4): 603 – 614
- Qi XX, Li HB, Wu CL, Yang JS, Meng FC, Shi RD and Chen SY. 2005. The zircon SHRIMP-U-Pb dating of the Qishikayi granodiorite in northern Altun. *Chinese Science Bulletin*, 50(6): 571 – 575 (in Chinese)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Oceanic Basins*. Geological Society of London Special Publications, 42(1): 313 – 345
- Weaver BL. 1991. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19(2): 123 – 126
- Wu CL, Yang JS, Yao SZ, Zeng LS, Chen SY, Li HB, Qi XX, Wooden JL and Mazdab FK. 2005. Characteristics of the granitoid complex and its zircon SHRIMP dating at the south margin of the Bashikaogong basin, North Altun, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 849 – 858 (in Chinese with English abstract)
- Wu CL, Yao SZ, Zeng LS, Yang JS, Wooden JL, Chen SY and Mazdab FK. 2006. Bashikaogong-Shimierbulake granitic complex, North Altun, NW China: Geochemistry and zircon SHRIMP ages. *Science in China (Series D)*, 49(12): 1233 – 1251
- Wu FY, Li XH, Zheng YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2):

- 185 – 220 (in Chinese with English abstract)
- Wu J, Lan CL, Li JL and Yu LJ. 2002. Geochemical evidence of MORB and OIB combination in Hongliugou ophiolite melanges, Altun fault belt. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(1): 24 – 30 (in Chinese with English abstract)
- Xiu QY, Yu HF, Liu YS, Lu SN, Mao DB, Li HM and Li Q. 2007. Geology and Zircon U-Pb age of pillow basalt at Qiashikansoy in northern Altun Tagh, West China. *Acta Geologica Sinica*, 81(6): 787 – 794 (in Chinese with English abstract).
- Xu ZQ, Yang JS, Zhang JX, Jiang M, Li HB and Cui JW. 1999. A comparison between the tectonic units on the two sides of the Altun Sinistral strike-slip fault and the mechanism of lithospheric shearing. *Acta Petrologica Sinica*, 73(3): 193 – 205 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Shi RD, Wu CL, Su DC, Chen SY, Wang XB and Wooden J. 2008. Petrology and SHRIMP age of the Hongliugou ophiolite at Milan, North Altun, at the northern margin of the Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7): 1567 – 1584 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Wu CL and Shi RD. 2002. Sheeted dike swarm in Hongliugou, northwest of the Altun region: Evidence for seafloor spreading. *Geological Bulletin of China*, 21(2): 69 – 74 (in Chinese with English abstract)
- Yang WQ, Liu L, Ding HB, Xiao PX, Cao YT and Kang L. 2012. Geochemistry, geochronology and zircon Hf isotopes of the Dimnalike granite in South Altyn Tagn and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 4139 – 4150 (in Chinese with English abstract)
- Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, Günter D, Fontaine GH, Liu XM and Diwu CR. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 247(1–2): 100 – 118
- Zhang CL, Gao S, Yuan HL, Zhang GW, Yan YX, Luo JL and Luo JH. 2007. Sr-Nd-Pb isotopes of the Early Paleozoic mafic-ultramafic dykes and basalts from South Qinling belt and their implications for mantle composition. *Science in China (Series D)*, 50(9): 1293 – 1301
- Zhang JX, Zhang ZM, Xu ZQ *et al.* 2001. Petrology and geochronology of eclogites from the western segment of the Altyn Tagh, northwestern China. *Lithos*, 56(2–3): 189 – 208
- Zhang JX and Meng FC. 2006. Lawsonite-bearing eclogites in the North Qilian and North Altyn Tagh: Evidence for cold subduction of oceanic crust. *Chinese Science Bulletin*, 51(10): 1238 – 1244
- Zhang JX, Meng FC, Yu SY, Chen W and Chen SY. 2007. ³⁹Ar-⁴⁰Ar geochronology of high-pressure/low-temperature blueschist and eclogite in the North Altyn Tagh and their tectonic implications. *Geology in China*, 34(4): 558 – 564 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Sun XM, Zhou DJ, Qian Q, Chen Y, Wang YM, Jia XQ and Han S. 1997. The characteristics of North Qilian ophiolites, forming settings and their tectonic significance. *Advance in Earth Science*, 12(4): 366 – 393 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q and Zhou QG. 2001. *Ophiolites of China*. Beijing: Science Press, 1 – 182 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Wang Y, Li CD, Wang YL, Jin WJ and Jia XQ. 2006. Granite classification on the basis of Sr and Yb contents and its implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22(9): 2249 – 2269 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Wang Y, Xiong XL and Li CD. 2008. Adakite and Granite: Challenge and Opportunity. Beijing: China Land Press, 1 – 344 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZQ and Zhang Q. 1995. Geochemistry of metamorphosed Late Proterozoic Kuanping ophiolite in the northern Qinling, China. *Acta Petrologica Sinica*, 11(S1): 165 – 177 (in Chinese with English abstract)
- Zhao ZH. 2010. Trace element geochemistry of accessory minerals and its applications in petrogenesis and metallogenesis. *Earth Science Frontiers*, 17(1): 267 – 286 (in Chinese with English abstract)
- Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1): 493 – 571

附中文参考文献

- 车自成, 刘良, 刘洪福, 罗金海. 1995. 阿尔金山地区高压变质泥质岩石的发现及其产出环境. *科学通报*, 40(14): 1298 – 1300
- 车自成, 刘良, 罗金海. 2002. 中国及其邻区区域大地构造学. 北京: 科学出版社, 207 – 369
- 陈宣华, Gehrels G, 王小凤, 杨凤, 陈正乐. 2003. 阿尔金山北缘花岗岩的形成时代及其构造环境探讨. *矿物岩石地球化学通报*, 22(4): 294 – 298
- 崔玲玲, 陈柏林, 杨农, 陈正乐, 丁文君. 2010. 阿尔金山东段喀腊大湾中基性火山岩岩石地球化学特征及成因探讨. *地质力学学报*, 16(1): 96 – 107
- 高晓峰, 校培喜, 过磊, 董增产, 奚任刚. 2012. 北阿尔金地区早古生代有限洋盆开启时限: 来自斜长花岗岩的证据. *中国科学(地球科学)*, 42(3): 359 – 368
- 郭召杰, 张志诚, 王建君. 1998. 阿尔金山北缘蛇绿岩带的 Sm-Nd 等时线年龄及其大地构造意义. *科学通报*, 43(18): 1981 – 1984
- 韩凤彬, 陈柏林, 崔玲玲, 王世新, 陈正乐, 蒋荣宝, 李丽, 祁万修. 2012. 阿尔金山喀腊大湾地区中酸性侵入岩 SHRIMP 年龄及其意义. *岩石学报*, 28(7): 2277 – 2291
- 郝瑞祥, 陈柏林, 陈正乐, 王永, 李松彬, 韩凤彬, 周永贵. 2013. 新疆阿尔金山喀腊大湾地区玄武岩的地球化学特征及地质意义. *地球学报*, 34(3): 307 – 317
- 康磊, 刘良, 曹玉亭, 王超, 杨文强, 朱小辉. 2011. 北阿尔金构造带红柳沟钾长花岗岩地球化学特征、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素组成. *地质通报*, 30(7): 1066 – 1076
- 李武显, 李献华. 2003. 蛇绿岩中的花岗岩岩石成因类型与构造意义. *地球科学进展*, 18(3): 392 – 397
- 刘敦一, 简平, 张旗, 张福勤, 石玉若, 施光海, 张履桥, 陶华. 2003. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP U-Pb 测年: 早古生代洋壳消减的证据. *地质学报*, 77(3): 317 – 327
- 刘良. 1999. 阿尔金高压变质岩与蛇绿岩及其大地构造意义. 博士学位论文. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 1 – 70
- 刘良, 车自成, 王焰, 罗金海, 陈丹玲. 1999. 阿尔金高压变质岩带的特征及其构造意义. *岩石学报*, 15(1): 57 – 64
- 刘良, 陈丹玲, 王超, 张成立. 2009. 阿尔金、柴北缘与北秦岭高压-超高压岩石年代学研究进展及其构造地质意义. *西北大学学报(自然科学版)*, 39(3): 472 – 479
- 陆松年, 于海峰, 李怀坤, 陈志宏, 王惠初, 张传林. 2009. 中央造山带(中-西部)前寒武纪地质. 北京: 地质出版社, 1 – 203
- 孟繁聪, 张建新, 于胜尧, 陈松永. 2010. 北阿尔金红柳泉早古生代枕状玄武岩及其大地构造意义. *地质学报*, 84(7): 981 – 990
- 戚学祥, 李海兵, 吴才来, 杨经绥, 张建新, 孟繁聪, 史仁灯, 陈松勇. 2005. 北阿尔金恰什坎萨依花岗岩闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. *科学通报*, 50(6): 571 – 576
- 吴才来, 杨经绥, 姚尚志, 曾令森, 陈松永, 李海兵, 戚学祥, Wooden JL, Mazdab FK. 2005. 北阿尔金山巴什考供盆地南缘花岗

- 杂岩体特征及锆石 SHRIMP 定年. 岩石学报, 21(3): 849 - 858
- 吴才来, 姚尚志, 曾令森, 杨经绥, Wooden JL, 陈松永, Mazadab FK. 2007. 北阿尔金巴什考供-斯米尔布拉克花岗杂岩特征及锆石 SHRIMP U-Pb 定年. 中国科学(D辑), 37(1): 10 - 26
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185 - 220
- 吴峻, 兰朝利, 李继亮, 俞良军. 2002. 阿尔金红柳沟蛇绿混杂岩中 MORB 与 OIB 组合的地球化学证据. 岩石矿物学杂志, 21(1): 24 - 30
- 修群业, 于海峰, 刘永顺, 陆松年, 毛德宝, 李惠民, 李铨. 2007. 阿尔金北缘枕状玄武岩的地质特征及其锆石 U-Pb 年龄. 地质学报, 81(6): 787 - 794
- 许志琴, 杨经绥, 张建新, 姜枚, 李海兵, 崔军文. 1999. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石圈剪切机制. 地质学报, 73(3): 193 - 205
- 杨经绥, 吴才来, 史仁灯. 2002. 阿尔金山米兰红柳沟的席状岩墙群: 海底扩张的重要证据. 地质通报, 21(2): 69 - 74
- 杨经绥, 史灯仁, 吴才来, 苏德辰, 陈松永, 王希斌, Wooden J. 2008. 北阿尔金地区米兰红柳沟蛇绿岩的岩石学特征和 SHRIMP 定年. 岩石学报, 24(7): 1567 - 1584
- 杨文强, 刘良, 丁海波, 校培喜, 曹玉亭, 康磊. 2012. 南阿尔金迪木那里克花岗岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素特征及其构造地质意义. 岩石学报, 28(12): 4139 - 4150
- 张成立, 高山, 袁洪林, 张国伟, 晏云翔, 罗静兰, 罗金海. 2007. 南秦岭早古生代地幔性质: 来自超镁铁质、镁铁质岩脉及火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素证据. 中国科学(D辑), 37(7): 857 - 865
- 张建新, 孟繁聪. 2006. 北祁连和北阿尔金含硬柱石榴辉岩: 冷洋壳俯冲作用的证据. 科学通报, 51(14): 1683 - 1688
- 张建新, 孟繁聪, 于胜尧, 陈文, 陈松永. 2007. 北阿尔金 HP/LT 蓝片岩和榴辉岩的 Ar-Ar 年代学及其区域构造意义. 中国地质, 34(4): 558 - 564
- 张旗, 孙晓猛, 周德进, 钱青, 陈雨, 王岳明, 贾秀琴, 韩松. 1997. 北祁连蛇绿岩的特征、形成环境及其构造意义. 地球科学进展, 12(4): 366 - 393
- 张旗, 周庆国. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社, 1 - 182
- 张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义. 岩石学报, 22(9): 2249 - 2269
- 张旗, 王焰, 熊小林, 李成东. 2008. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇. 北京: 中国大地出版社, 1 - 344
- 张宗清, 张旗. 1995. 北秦岭晚元古代宽坪群蛇绿岩中变质基性火山岩的地球化学特征. 岩石学报, 11(增刊): 165 - 177
- 赵振华. 2010. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用. 地学前缘, 17(1): 267 - 286