

塔里木大火成岩省方解霞黄煌岩的成因 及其对大陆板内深部碳循环的启示

曹俊^{1,2,3}, 易辉¹, 陈苗苗¹, 王慧丽¹, 万淑敏¹, 郑佳琪¹,
吴鹤¹, 张欣悦¹, 巫道川¹, 陈垂幸¹

(1. 东华理工大学 地球科学学院, 核资源与环境国家重点实验室, 江西 南昌 330013; 2. 中国地质科学院地质研究所, 自然资源部深地动力学重点实验室, 北京 100037; 3. 中国科学院 地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081)

摘要: 作为典型深部地幔来源的岩石, 碱性超镁铁质煌斑岩的源区特征和岩浆演化为揭示再循环壳源物质对地幔的改造及深部碳-水-硫等循环提供重要信息。本次研究通过对塔里木大火成岩省瓦吉里塔格方解霞黄煌岩岩石学、矿物学和全岩地球化学研究, 揭示方解霞黄煌岩的岩石成因及其相关的大陆板内深部碳循环过程。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩显示出碱性($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=1.12\%\sim 2.18\%$)和超镁铁质特征($\text{SiO}_2=28.67\%\sim 31.20\%$; $\text{Mg}^\# =69\sim 73$), 同时富集 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ (13.57%~15.32%)、 TiO_2 (1.89%~2.11%)和地幔相容元素(Ni、Cr)。在微量元素上, 样品富集轻稀土元素、大离子亲石元素但亏损高场强元素, 具有强烈的 K、P、Ti、Nb-Ta、Zr-Hf 负异常, 类似火山弧玄武岩的特征。 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 变化于 0.703765~0.703914 之间, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化于 4.48~4.75 之间, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 值为 18.4563~18.7527, 均与 FOZO 地幔端元特征相似。全岩微量元素和同位素组成表明, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩可能是交代富集的岩石圈地幔和地幔柱共同作用的结果。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中斑晶橄榄石具有高的 $100\times\text{Mn}/\text{Fe}$ (1.02~3.29)和 $10000\times\text{Zn}/\text{Fe}$ 值(10.6~23.0), 但其 Mn/Zn 值为 11.1~16.4, 暗示源区中含有辉石岩组分, 而不是均一的橄榄岩地幔。这些斑晶橄榄石中 Sc 与 Ni 呈正相关关系, 但 Co 与 Ni 之间没有明显的相关性, 进一步表明源区中的辉石岩组分可能是俯冲洋壳加入的结果。这些岩石富碳酸盐, 结合橄榄石中 Ca 和 Ti 同时富集趋势, 表明其地幔源区存在碳酸盐交代作用。据此, 推测受交代的含 PIC 型脉体的岩石圈地幔在碳酸盐化地幔柱作用下发生低程度部分熔融产生方解霞黄煌岩岩浆。本次研究为板内岩浆作用相关的深部碳循环过程研究提供了借鉴和指示意义。

关键词: 方解霞黄煌岩; 塔里木大火成岩省; 橄榄石; 地幔柱; 辉石岩

中图分类号: P584; P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2024)04-0771-029

0 引言

地球深部碳循环(地球表层系统与壳-幔系统之间的碳循环)不仅控制了长期和短期的全球气候变

化, 而且影响着壳-幔物质的物理性质和化学组成变化, 是壳-幔物质循环研究的重要组成部分(Foley, 2011; 何德涛等, 2017)。板块俯冲和火山脱气作用是地球深部碳循环的主要机制(Dasgupta and Hirschmann,

收稿日期: 2023-02-17; 改回日期: 2023-06-26

项目资助: 国家自然科学基金项目(42063005)、江西省自然科学基金面上项目(20232BAB203067)、自然资源部深地动力学重点实验室开放基金项目(J1901-20-8)、矿床地球化学国家重点实验室开放基金项目(202204)和江西省研究生创新基金项目(YC2023-S552)联合资助。

第一作者简介: 曹俊(1987-), 男, 副教授, 从事岩浆岩及岩浆矿床研究。E-mail: caojun-1987@163.com

2010)。质量平衡计算(Coltice et al., 2004)和实验岩石学研究(Lan et al., 2023)均表明, 尽管沉积碳酸盐岩在洋壳俯冲的高温高压变质过程中由于脱碳作用会导致一部分 CO_2 通过岛弧岩浆作用重新返回地表, 但绝大部分(90%~96%)碳酸盐将会随着俯冲作用以碳酸盐化橄榄岩或者碳酸盐化榴辉岩、泥岩形式在板块聚合边缘返回深部地幔, 并可能在地幔过渡带(~700 km)脱碳熔融产生强烈富集碱金属的碳酸盐化硅酸不饱和熔体(如碳酸岩、霞石岩和碧玄岩岩浆; Thomson et al., 2016)。碱性玄武岩以硅不饱和、富集碱金属和碳为特征而区别于其他类型的玄武岩(Green et al., 1967; Eguchi and Dasgupta, 2018), 通常产于远离俯冲带的板块内部, 被广泛认为是起源于深部的地幔岩浆, 是研究地球深部碳循环的“岩石探针”(Dasgupta, 2013)。其中, 作为环太平洋火山带的重要构成之一, 中国东部中-新生代(<110 Ma)板内碱性玄武岩普遍具有低于地幔的 $\delta^{26}\text{Mg}$ 值(Li et al., 2017)和重于地幔的 Zn 同位素组成(Liu et al., 2016), 其源区可能存在着包括沉积型碳酸盐岩在内的再循环壳源物质贡献, 这些碱性玄武岩岩浆活动是中国东部软流圈地幔受到了来自滞留在地幔过渡带的西太平洋板片携带的沉积碳酸盐交代的结果(Xu et al., 2020; Yang and Faccenda, 2020; Cai et al., 2021)。Xu et al. (2020)发现全球大面积出露的大陆板内强碱性玄武岩主要集中在环太平洋俯冲带(包括中国东部、澳大利亚东南部, 以及欧洲中西部), 而地震层析成像结果表明这些大陆板块之下的地幔过渡带中均存在着俯冲的滞留大洋板块。因此, 板内岩浆与深部碳循环之间可能存在着紧密的成因联系(Hammouda and Keshav, 2015; Cheng et al., 2022)。然而, 对于远离现代俯冲带的大陆内部碱性岩的源区是否同样存在再循环碳酸盐岩当前仍存在很大争议(Tian et al., 2017; Yu et al., 2020; Cheng et al., 2022)。

碱性超镁铁质和碳酸岩岩浆通常被认为可识别更广泛的地球动力学事件, 包括地幔柱作用和大火成岩省的形成、裂谷或岩石圈伸展过程(Foley et al., 2002; Tappe et al., 2006; Choi et al., 2021)。目前已知的大多数碳酸岩、霞石岩、金伯利岩和超镁铁质煌斑岩(方解霞黄煌岩)均发现于大火成岩省中, 如 Deccan、西伯利亚、布什维尔德、Canary Islands、Cape Verde 和塔里木等地区, 其成因被普遍认为与地幔柱活动相关(Ernst and Bell, 2010; Fiorentini et al., 2020), 这为大火成岩省存在深部碳循环研究提供了直接的岩石学证据(刘勇胜等, 2019; 张招崇等, 2022)。早二叠

世塔里木大火成岩省是我国继晚二叠世峨眉山大火成岩省之后又一被国际地学界广泛认可的大火成岩省(Xu et al., 2014; Cheng et al., 2018)。总体上, 该大火成岩省呈现出持续时间长(>20 Ma)、岩石组合复杂(发育大火成岩省中已知所有的岩石类型)、长英质岩石占比高和岩石富铁(多数 $\text{FeO}^T > 12.5\%$)的四大特征(Cheng et al., 2018, 2020; 徐义刚等, 2020)。在成因上, 多数学者认为其与地幔柱作用有关, 主要证据包括喷发前的地壳强烈隆升(Li et al., 2014)、存在高温苦橄质熔岩(Tian et al., 2010)和深部地幔来源(>150 km; Zhang et al., 2013)的含金刚石的富碳酸盐超镁铁质煌斑岩(方解霞黄煌岩; Wang et al., 2021a, 2021b)。研究显示, 塔里木地幔柱中含有一定比例(10%~30%)的再循环洋壳物质, 可能与新元古代或早中生代古天山洋的南向俯冲有关(Liu J et al., 2017; Liu L H et al., 2021; Cheng et al., 2018; Kong et al., 2022; Wang et al., 2022a, 2022b)。因此, 早二叠世塔里木大火成岩省为研究板内岩浆作用与深部碳循环过程提供了得天独厚的条件。而塔里木大火成岩省是中国境内迄今为止唯一一方解霞黄煌岩产地, 由于其结构和矿物组成上与金伯利岩非常相似, 早期被划分为金伯利岩(杜品龙, 1983; 王懿圣和苏犁, 1987; 姜常义等, 2004; 励音骥等, 2010; Zhang et al., 2013), 但 Wang et al. (2021a, 2021b)在该类岩石中发现大量的原生单斜辉石和角闪石微晶, 并结合岩石富碳酸盐组分的特征, 将其名称订正为方解霞黄煌岩。本文拟选择塔里木大火成岩省西北缘的方解霞黄煌岩为研究对象, 通过橄榄石原位微区地球化学分析结合全岩地球化学特征, 揭示方解霞黄煌岩岩浆源区岩石学特征以及与再循环地壳物质的关系, 从而为建立大陆板内深部碳循环过程提供进一步约束。

1 地质背景

塔里木克拉通是组成中国主要构造格架的三大古老克拉通之一, 位于全球最大的显生宙增生型造山带——中亚造山带南缘(图 1a)。它被北部的天山造山带、西南部的昆仑造山带和东南部的阿尔金造山带所围绕, 呈不规则菱形展布, 总覆盖面积为 $6.0 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。塔里木克拉通由前寒武纪的变质结晶基底和上覆的显生宙沉积盖层两部分组成, 具有典型的双层结构特点(Zhang et al., 2013)。其中, 前寒武纪结晶基底形成于太古宙和元古宙, 主要出露在库鲁

克塔格地区和阿克苏-铁克里克地区,岩性为片麻状的石英闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩(Long et al., 2011; Zhang et al., 2012)。厚的显生宙浅海相和陆相火山沉积地层覆盖于前寒武纪变质结晶基底上(Guo et al., 2005),主要包括寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、白垩系和古-新近系。受新生代构造运动改造影响,塔里木克拉通结晶基底和古生代地层的褶皱和断层在北部和中部产生一系列近EW向的隆起区和坳陷区(贾承造, 1997)。塔里木克拉通的岩浆活动主要集中在新元古代和早二叠世(Zhang et al., 2013; Kong et al., 2022)。其中,新元古代岩浆活动形成了克拉通南部和北部的830~750 Ma大面积花岗质岩石和少量660~630 Ma富钾花岗岩,~800 Ma的镁铁-超镁铁-碳酸岩杂岩体,~760 Ma和~735 Ma的双峰式侵入杂岩,~820 Ma、780~770 Ma以及660~630 Ma的基性岩墙群,大致可分为830~800 Ma、780~760 Ma和650~615 Ma三个阶段,被认为是罗迪尼亚大洋向塔里木克拉通下俯冲的产物(Zhu et al., 2011; Ge et al., 2012; Zhang et al., 2012)。此外,志留纪-泥盆纪花岗岩(444~360 Ma)也零星分布在克拉通北部边缘,被认为与早中古生代南天山洋向塔里木克拉通南向俯冲有关(Ge et al., 2012; Huang et al., 2013)。早二叠世岩浆活动是塔里木克拉通地质演化历史中岩浆活动最为强烈、影响范围最广的一次构造-热事件,形成了塔里木大火成岩省(图1b; Zhang et al., 2010; Xu et al., 2014)。

塔里木大火成岩省主要由大陆溢流玄武岩、镁铁-超镁铁质岩体或岩墙群、碱性正长岩和A型花岗岩岩体以及少量的苦橄岩、安山岩、流纹岩、凝灰岩、碱玄岩、霞石岩、碳酸岩和方解霞黄煌岩组成(Xu et al., 2014; Wang et al., 2021a, 2021b; Kong et al., 2022)。由于塔里木早二叠世火山岩大部分被厚层的沉积地层覆盖,因此其确切的覆盖范围至今仍不确定(Xu et al., 2014; Blacker et al., 2021)。工业钻探地球物理资料揭示,早二叠世玄武岩覆盖面积约为 $3.0 \times 10^5 \text{ km}^2$,平均厚度约0.6 km,因此其总体积可能超过 $3.0 \times 10^5 \text{ km}^3$ (Tian et al., 2010; Xu et al., 2014)。与典型大火成岩省相比,塔里木大火成岩省具有四个重要特征:①塔里木大火成岩省主体由拉斑玄武岩构成(Wang et al., 2022c),同时发育一般大火成岩省少见的霞石岩、碳酸岩、碱性煌斑岩和方解霞黄煌岩等幔源碱性岩;②岩浆活动持续时间长,至少分为两个主期,第一期为~290 Ma,以在塔里木克拉

通内部广泛分布的玄武岩和流纹岩(双峰式火山岩)为代表,构成塔里木大火成岩省的主体;第二期为约280~270 Ma,以在塔里木克拉通西北缘分布的各类碱性-过碱性侵入岩体和岩墙为代表(Cheng et al., 2018; Kong et al., 2022);③长英质岩石占比高,不同于含少量(<10%)长英质岩石的典型镁铁质大火成岩省,塔里木大火成岩省中长英质岩石出露面积达 $0.48 \times 10^5 \text{ km}^2$,约占总面积的16%,据此Cheng et al. (2020)将其归为介于两类(镁铁质和硅质)大火成岩省端员之间的过渡型大火成岩省;④绝大多数玄武岩为铁质玄武岩($\text{FeO}^T > 12.5\%$; Cheng et al., 2018),铁质玄武岩在自然界中非常少见,在显生宙的其他大火成岩省如Paraná-Etendeka(Gibson et al., 2000)、Siberian Traps(Lightfoot et al., 1993)和峨眉山大火成岩省(Xu et al., 2003)等也只是局部存在。因此,塔里木大火成岩省中出现大面积铁质玄武岩实属罕见。

瓦吉里塔格杂岩体位于塔里木大火成岩省西北缘巴楚隆起区,距巴楚县城东南方45 km。岩体呈岩盆状,长5 km,宽1.5~3 km,出露面积达 12 km^2 (图1c)。其主要由方解霞黄煌岩、镁铁-超镁铁质层状岩体、碱玄岩脉、碱性煌斑岩、霞石岩、霓霞正长岩、碱性正长岩和碳酸岩组成,侵位于上泥盆统克孜勒塔格组和依木岗他乌组变质砂岩中(Cao et al., 2014; Cheng et al., 2015; Wang et al., 2022a)。镁铁-超镁铁质层状岩体是瓦吉里塔格杂岩体的主体,由上至下岩性主要为辉长岩、单斜辉石岩以及少量橄榄辉石岩,三者之间呈渐变过渡关系(Cao et al., 2014)。霓霞正长岩产于该岩体中心,面积很小(0.06 km^2),这些正长岩侵入到镁铁-超镁铁质层状岩体中,并在野外可见其中含层状岩体主要岩石类型的捕虏体(Kong et al., 2023)。岩体局部和围岩发育少量霞石岩和大量穿插岩脉,如方解霞黄煌岩筒和岩脉、碱玄岩脉、碳酸岩脉、碱性煌斑岩岩脉和一系列碱性中酸性岩脉(闪长玢岩脉和正长岩脉),这些岩脉总体呈NE向展布。其中,方解霞黄煌岩主要产在杂岩体北部地区,由6个岩筒和32条岩脉组成(Wang et al., 2022a)。岩筒呈椭圆形-圆形,出露面积为 $1.2 \text{ m} \times 3.5 \text{ m} \sim 25 \text{ m} \times 30 \text{ m}$ (Liu et al., 2021)。野外局部可见岩筒被碱玄岩脉穿切,在空间上伴生有碳酸岩产出(图2a)。方解霞黄煌岩脉长5~7 m,宽0.5~2 m,走向NWW-SEE(Wang et al., 2021a, 2021b)。基于不同类型岩浆岩野外接触关系和高精度同位素定年数据,瓦吉里塔格

杂岩体各组成单元形成的顺序依次为: 方解霞黄煌岩+碳酸岩(300 Ma)→镁铁-超镁铁质层状岩体(284~281 Ma)→碱玄岩脉(283~272 Ma)→碱性正长岩(282~277 Ma)→碱性煌斑岩脉→正长斑岩脉(275~274 Ma)→霓霞正长岩(273 Ma)+霞石岩(268 Ma)(Li et al., 2011; Cheng et al., 2015; Song et al., 2017; Wei et al., 2019; Wang et al., 2021a, 2021b; Kong et al., 2023; Song et al., 2023)。

2 岩相学特征

方解霞黄煌岩呈角砾状构造和不等粒斑状结构, 主要由约 10%~20% 各类包体和约 80%~90% 胶结物组成(图 2b)。包体常呈棱角状-浑圆状, 粒径变化范围多为 0.1 cm×0.1 cm×0.1 cm~5 cm×5 cm×8 cm, 通常由中-粗粒单斜辉石岩(38%)、橄榄单斜辉石岩

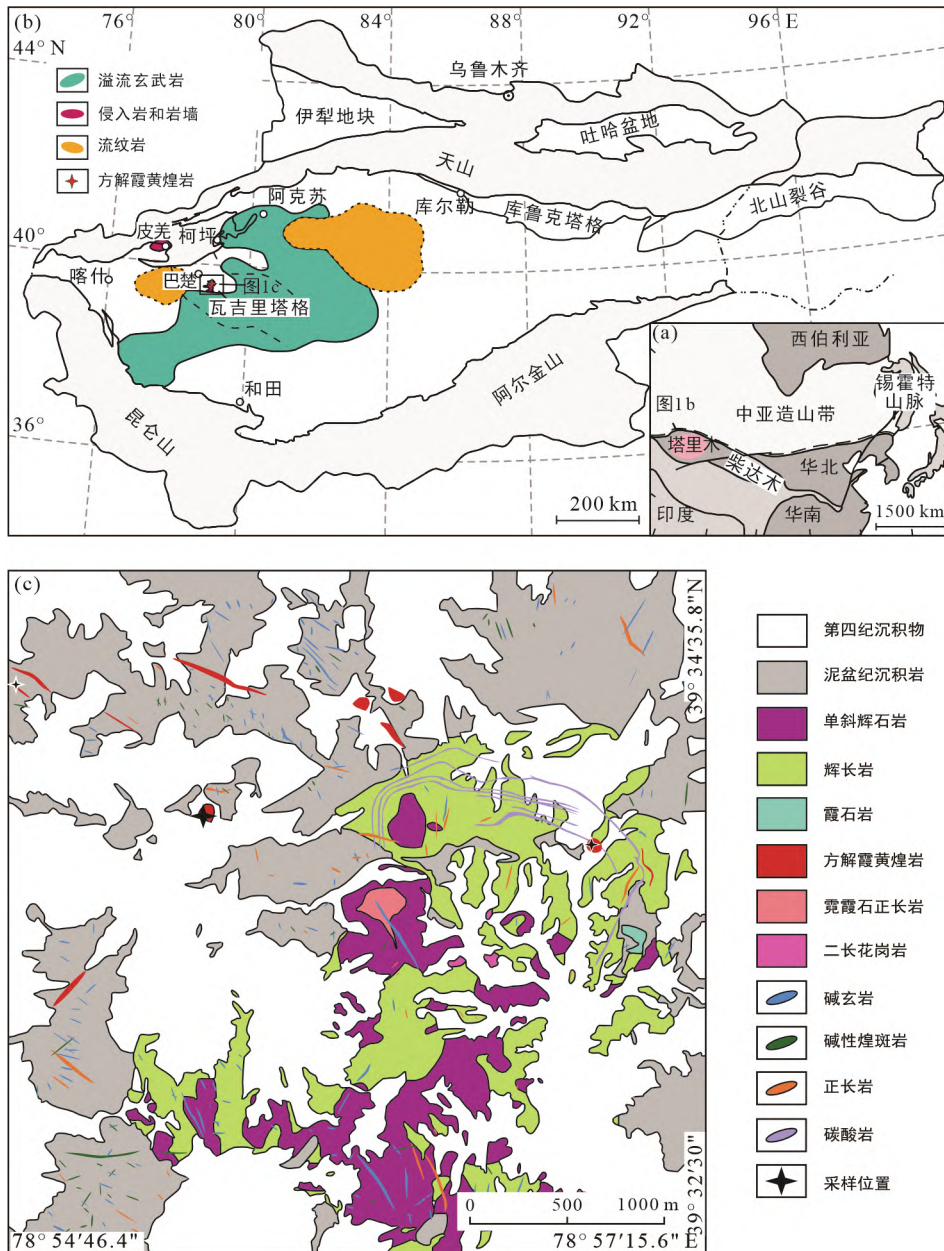


图 1 塔里木克拉通及其邻区构造地质简图(a)、塔里木大火成岩省岩浆岩分布简图(b; 据 Xu et al., 2014 修改)和瓦吉里塔格杂岩体地质简图(c; 据 Wang et al., 2022a 修改)

Fig.1 Tectonic regime of the Tarim Craton and its adjacent area (a), distribution of major magmatic units in the Tarim Large Igneous Province (b), and detailed geological map of the Wajilitag area showing distribution of the aillikites (c)

(25%)、单辉橄榄岩(16%)和纯橄榄岩(10%)以及少量角闪岩(6%)、角闪单斜辉石岩(5%)组成(图 2c~e; Liu et al., 2021)。这些超镁铁质包体岩性与典型的金伯利岩中地幔捕虏体(二辉橄榄岩、方辉橄榄岩、纯橄榄岩、单辉橄榄岩和辉石岩; Dawson, 1980)有显著差别,而可能是新元古代/早中生代南天山洋南向俯冲于塔里木克拉通之下所形成的阿拉斯加型杂岩体的一部分(Liu et al., 2021)。胶结物为火山熔岩,具有斑状结构,其中含有 30%~40%自形-浑圆状矿物斑晶(图 2f、i)。斑晶矿物主要由橄榄石(25%~30%)、单斜辉石(20%~30%)、角闪石(15%~20%)、金云母(10%~15%)、钛磁铁矿(5%)和磷灰石(5%)组成(图 2f、g)。橄榄石斑晶呈浑圆形,粒径通常<5 mm,少数颗粒达 10 mm。单斜辉石呈半自形-它形,粒径为 0.2~3 mm。红棕色-橙黄色的角闪石斑晶呈自形-半自形,粒径变化范围为 0.3~10 mm。金云母呈宽板状(高达 7 mm)或细长条状(0.5~4 mm),包裹细粒的钙钛矿、钛磁铁矿及磷灰石。其中一部分粗粒斑晶可能属于与包体相关的捕虏晶,这在橄榄石和单斜辉石中比较常见。虽然粗粒斑晶的来源仍存在争议,但是它们可能代表了早期的结晶相或者是从岩石圈捕虏体中解体而来的捕虏晶(姜常义等, 2004; 鲍佩声等, 2009; Cheng et al., 2014; Wang et al., 2021b)。胶结物的基质为细粒、微晶质结构,主要由单斜辉石(10%~30%)、金云母(5%~20%)、方解石(10%~20%)、磷灰石(5%)、钛磁铁矿(4%)、钙钛矿(<3%)和富钛石榴子石(<3%)组成(图 2h、j; Wang et al., 2021a, 2021b),偶尔也会出现硫化物、斜锆石、石墨和硫酸盐矿物。其中基质中富原生碳酸盐、单斜辉石和含有富钛石榴子石被作为鉴别方解霞黄煌岩的矿物学证据(Tappe et al., 2005; Wang et al., 2021a, 2021b; 刘秉翔等, 2021)。

3 分析方法

3.1 全岩主量和微量元素分析

在详细的显微观察基础上,本次研究选择新鲜的方解霞黄煌岩样品进行全岩主量、微量元素分析。为了尽可能地排除各类包体对全岩成分的影响,所有样品均先粉碎至 60 目,利用双目镜将包体统一剔除。再利用玛瑙研钵将剩余样品研磨至 200 目粉末,以进行岩石地球化学分析。

全岩主量、微量元素分析均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。样品的主量元素测定使用 Rigaku ZSX-100e 型

荧光光谱仪(XRF)。分析测试结果精度一般优于 1%~5%。

微量元素(包括稀土元素)采用高压反应釜酸溶法进行样品的化学预处理。微量元素含量的测定在 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上进行。使用 USGS 标准 BHVO-2 和国家岩石标样 GSR-1 和 GSR-2 校正所测微量元素含量,分析精度一般优于 2%~5%。

3.2 Sr-Nd-Pb 同位素分析

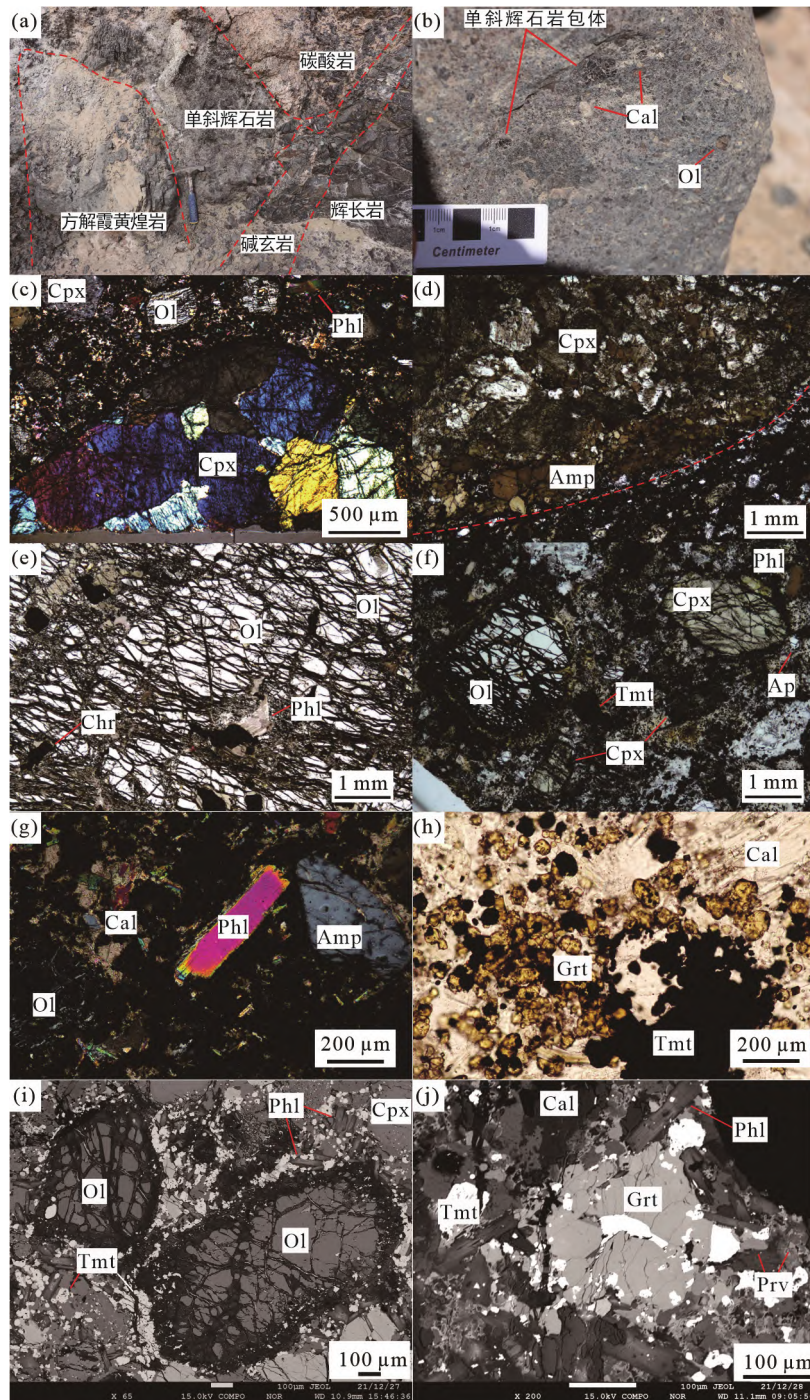
全岩 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素采用双离子交换法进行提纯,将 150 mg 200 目样品溶解在盛有 HF-HNO₃-HCl 的 Teflon 溶样器,置于 140 °C 电热板上加热 7 天使其完全溶解,随后通过 AG50-8X 和 HDEHP 阳离子交换树脂柱分别对 Sr 和 Nd 进行纯化。Sr-Nd 同位素详细分析方法参见 Li et al. (2006)。全岩 Sr-Nd 同位素测试在 Neptune Plus 型多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上完成。采用 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194、¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 来校正测试样品的 Sr 和 Nd 同位素质量分馏。监测标样则使用国际标样 NBS987 和 Shin Etsu Jndi-1(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710248, McArthur, 1994; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512115±0.000005, Tanaka et al., 2000)。

全岩 Pb 同位素分离详细的实验分析流程可参考 Baker et al. (2004)。全岩 Pb 同位素测试在 Neptune Plus 型 MC-ICP-MS 上完成。Pb 同位素比值采用国际标样 NIST SRM 981 监控,标样测试结果为 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=16.900±4(2σ), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.498±4(2σ)和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=36.728±9(2σ)。同时,与本批次样品一起分析测试的国际标样 BCR-2 所获得的 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.743±2(2σ),也与 GeoReM 推荐参考值(²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.754; <http://georem.mpchmainz.gwdg.de>)相近。

3.3 矿物化学成分分析

矿物主量元素分析在东华理工大学核资源与环境国家重点实验室完成,使用配备 5 道波谱仪(WDS)和 1 道 Oxford X-Max 20 型能谱仪(EDS)的 JEOL JXA-8100 型电子探针(EPMA)。测试精度优于 1%。

矿物微量元素分析在南京聚谱检测科技有限公司,使用配备 193 nm ArF 准分子激光剥蚀系统的 Agilent 7700x 型等离子质谱仪(ICP-MS)完成。LA-ICP-MS 分析束斑直径为 50 μm,波谱频率为 6 Hz,每个脉冲能量为 6.0 J/cm²,剥蚀时间为 40 s,背景分析时间为 20 s。详细分析流程参考 Hu et al. (2011)。矿物微量成分分析内标为 BHVO-2G、BCR-2G、BIR-1G 及 NIST SRM 610 参考玻璃。原始的测试数据经 ICPMSDataCal



(a) 方解霞黄煌岩与碱玄岩及碳酸岩的野外产出关系; (b) 不规则状单斜辉石岩被包裹在方解霞黄煌岩中; (c) 中粗粒单斜辉石岩包体(正交偏光); (d) 具有交代残余结构的角闪单斜辉石岩包体(单偏光); (e) 粗粒纯橄辉岩包体(单偏光); (f) 斑状结构方解霞黄煌岩中发育橄榄石、单斜辉石和角闪石斑晶(单偏光); (g) 方解霞黄煌岩中橄榄石、金云母和角闪石斑晶以及充填于矿物颗粒之间的细粒方解石(正交偏光); (h) 方解霞黄煌岩基质中产生的富钛石榴子石和方解石(单偏光); (i) 方解霞黄煌岩中橄榄石、单斜辉石和金云母斑晶; (j) 方解霞黄煌岩基质中共存的富钛石榴子石、方解石、钛磁铁矿和金云母。矿物代号: Ol. 橄榄石; Cpx. 单斜辉石; Phl. 金云母; Amp. 角闪石; Cal. 方解石; Grt. 石榴子石; Prv. 钙钛矿; Chr. 铬铁矿; Tmt. 钛磁铁矿; Ap. 磷灰石。

图 2 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的野外和显微照片

Fig.2 Field photographs and photomicrographs of the Wajilitag aillikites

软件离线处理,采用“无内标-基体归一法”对元素含量进行定量计算(Liu et al., 2008)。

4 分析结果

4.1 全岩主量和微量元素

6件瓦吉里塔格方解霞黄煌岩全岩主量和微量元素分析结果见表1。结果显示,分析的样品属于碱性和超镁铁质岩(图3a; $\text{SiO}_2=28.67\%\sim 31.20\%$; $\text{MgO}=15.45\%\sim 19.04\%$; $\text{Mg}^\# = 69\sim 73$),并具有较高的 TiO_2 含量(可达2.11%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$, CaO 含量(16.21%~20.33%)高于全球超镁铁质煌斑岩平均值(~14%; Rock, 1991)。但与典型金伯利岩($\text{MgO}=22.8\%\sim 27.9\%$, $\text{CaO}=7.60\%\sim 14.1\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=3.17\%\sim 4.90\%$, $\text{Na}_2\text{O}=0.19\%\sim 0.32\%$, $\text{P}_2\text{O}_5=0.55\%\sim 0.70\%$, $\text{FeO}^\text{T}=7.62\%\sim 10.5\%$; Dawson, 1980)相比,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩显示出更低的 MgO 含量以及更高的 CaO 、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 P_2O_5 和 $\text{Fe}_2\text{O}_3^\text{T}$ 含量。在全岩 Al_2O_3 - MgO - CaO 三角图(图3b)中,瓦吉里塔格样品与Quetta晚白垩世超镁铁质煌斑岩类似,也落在超镁铁质煌斑岩区域内。 Zr 和 Nb 属于高场强元素,它们的含量不受后期蚀变影响(Pandey et al., 2018)。在 Zr/Nb - SiO_2 图解(图3c)中,所有瓦吉里塔格样品均偏离Quetta晚白垩世超镁铁质煌斑岩(damtjernite)范围,但显示出与方解霞黄煌岩更为强烈的相似性。

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩表现出富集相容和不相容元素($\text{Cr}=621\sim 1179\ \mu\text{g}/\text{g}$; $\text{Ni}=309\sim 626\ \mu\text{g}/\text{g}$; $\text{Zr}=425\sim 564\ \mu\text{g}/\text{g}$; $\text{Hf}=7.77\sim 9.63\ \mu\text{g}/\text{g}$; 表1),与全球超镁铁质煌斑岩特征相似(Rock, 1991; Choi et al., 2021)。球粒陨石标准化稀土元素配分曲线(图4a)上,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩显示出轻稀土元素富集、重稀土元素略微平坦的配分型式($(\text{La}/\text{Yb})_\text{N}=46.5\sim 54.5$; $(\text{Dy}/\text{Yb})_\text{N}=3.40\sim 3.71$; 图4a), Eu 异常不明显($\delta\text{Eu}=0.98\sim 1.00$)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图4b)上,样品表现为富集流体活动性元素(如 Rb 、 Ba 、 Th 和 U 等),亏损高场强元素(如 Nb 、 Ta 、 Zr 、 Hf 和 Ti),显示陆缘火山弧玄武岩亲缘性。总体上,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩呈现出与全球超镁铁质煌斑岩相似特征(图4; Tappe et al., 2004, 2006)。

4.2 Sr-Nd-Pb 同位素

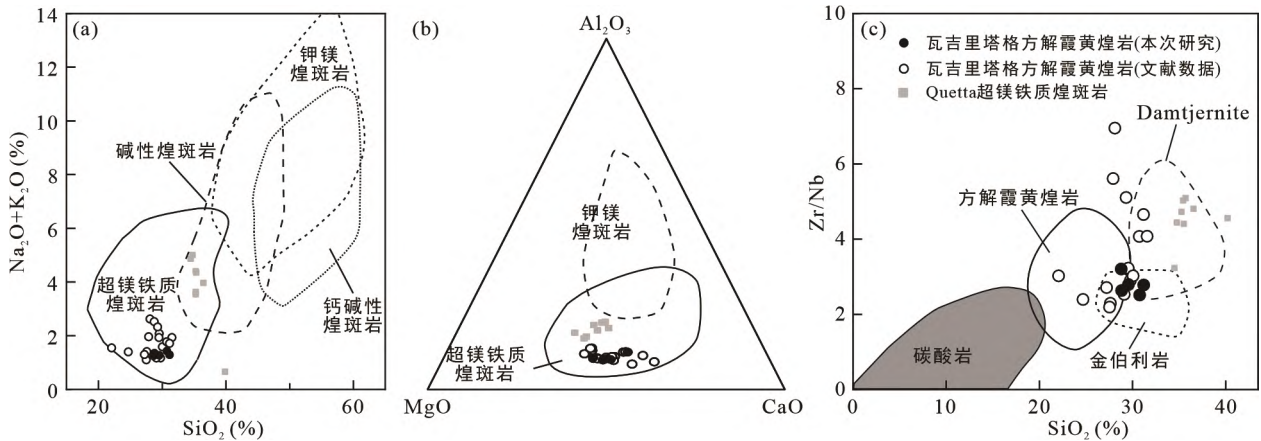
瓦吉里塔格方解霞黄煌岩全岩 Sr - Nd - Pb 同位素分析结果见表2,采用岩浆结晶年龄300 Ma(Zhang et al., 2013)计算初始同位素比值。2件方解霞黄煌岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为0.703880~0.704012,低于原始地幔现代

表1 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩主量(%)和微量元素($\mu\text{g}/\text{g}$)分析结果

Table 1 Major (%) and trace ($\mu\text{g}/\text{g}$) element contents of the Wajilitag aillikites

样品	BC-23	BC-24	BC-25	BC-26	BC-27	BC1635
SiO_2	31.20	28.83	30.78	29.56	28.67	28.80
TiO_2	1.90	1.89	2.05	2.04	1.93	2.11
Al_2O_3	3.36	3.27	3.50	3.42	3.38	4.25
$\text{Fe}_2\text{O}_3^\text{T}$	13.57	14.08	15.32	14.13	14.02	13.74
MnO	0.21	0.21	0.23	0.22	0.23	0.22
MgO	18.18	18.40	19.04	17.63	17.79	15.45
CaO	17.91	17.72	16.21	18.00	18.77	20.33
Na_2O	0.58	0.49	0.67	0.43	0.39	0.51
K_2O	0.70	0.85	0.75	0.83	0.85	0.82
P_2O_5	2.44	2.00	1.69	2.65	2.98	3.38
LOI	9.34	12.10	9.47	10.55	10.52	9.65
Total	99.40	99.85	99.73	99.46	99.51	99.25
$\text{Mg}^\#$	73	72	71	71	71	69
Sc	24.5	18.7	20.4	23.0		24.5
Ti	11483	11434	12298	11946		12682
V	196	206	232	222		245
Cr	1084	1179	980	951		621
Mn	1667	1712	1827	1709		1749
Co	76.2	81.0	83.2	77.0		74.5
Ni	528	619	626	516		309
Cu	137	116	106	154		161
Zn	142	143	179	140		147
Ga	14.0	14.2	15.6	14.7		18.0
Ge	6.47	6.24	6.76	6.46		7.76
Rb	16.6	17.2	13.6	21.1		19.7
Sr	1785	2129	2002	2156		2482
Y	63.7	68.6	61.5	70.1		87.3
Zr	451	425	452	449		564
Nb	162	161	180	161		176
Cs	0.50	0.63	0.79	0.65		0.66
Ba	1136	1083	697	1540		1165
La	207	200	208	217		253
Ce	450	426	455	462		557
Pr	57.2	54.8	58.3	59.2		72.3
Nd	230	215	230	236		292
Sm	38.8	36.3	38.3	39.4		49.3
Eu	11.1	10.3	10.6	11.5		13.9
Gd	29.4	28.1	28.7	31.1		38.3
Tb	3.48	3.41	3.33	3.71		4.55
Dy	15.6	15.7	15.2	16.8		20.4
Ho	2.42	2.55	2.32	2.63		3.17
Er	4.87	5.14	4.79	5.42		7.06
Tm	0.56	0.60	0.55	0.62		0.69
Yb	2.82	3.09	2.74	3.18		3.80
Lu	0.36	0.39	0.35	0.41		0.49
Hf	8.02	7.77	8.37	8.00		9.63
Ta	8.22	7.52	8.77	7.65		8.20
Pb	9.92	11.3	15.1	15.0		13.9
Th	21.7	22.5	25.2	22.1		25.2
U	6.68	6.74	7.47	7.28		7.69
W	2.35	2.79	2.52	3.03		15.2

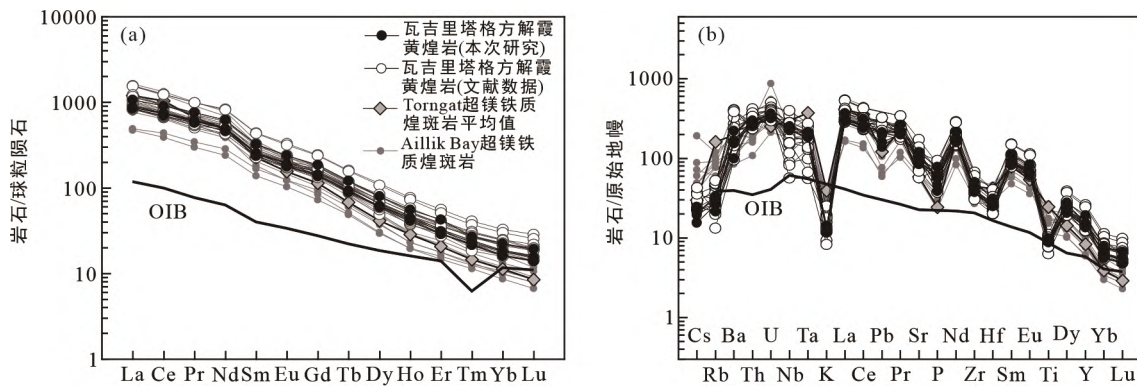
注: $\text{Mg}^\# = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ 。



文献数据来源于姜常义等(2004)和王长红(2020); Quetta 超镁铁质煌斑岩来源于 Kerr et al. (2010); a、b 底图据刘秉翔等(2021)修改; c 底图据 Pandey et al. (2018)修改。

图 3 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩全岩(Na₂O+K₂O)-SiO₂(a)、Al₂O₃-MgO-CaO(b)和 Zr/Nb-SiO₂(c)图

Fig.3 Whole-rock Na₂O+K₂O vs. SiO₂ (a), Al₂O₃-MgO-CaO (b), and Zr/Nb vs. SiO₂ (c) plots of the Wajilitag aillikites



文献数据来源于姜常义等(2004)和王长红(2020); Torngat 超镁铁质煌斑岩来源于 Tappe et al. (2004); Aillik Bay 超镁铁质煌斑岩来源于 Tappe et al. (2006); 球粒陨石和原始地幔标准化数据来自 Sun and McDonough (1989)。

图 4 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的全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)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive-mantle normalized multi-element patterns (b) of the Wajilitag aillikites

表 2 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩 Sr-Nd-Pb 同位素
Table 2 Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Wajilitag aillikites

样品	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (t)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i
BC-23	0.026828	0.703880	0.703765	0.101820	0.512681	4.48	40.8896	15.7628	20.6280	38.5873	15.6491	18.4563
BC1635	0.022995	0.704012	0.703914	0.102275	0.512696	4.75	40.6574	15.7529	20.5322	38.7563	15.6598	18.7527

值(0.7045; DePaolo and Wasserburg, 1976); ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 为 0.512681~0.512696, 接近原始地幔现代值 (0.512638; Jacobsen and Wasserburg, 1980)。其 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值为 0.703765~0.703914, ε_{Nd}(t) 值基本保持不变, 为 4.48~4.75, 与洋岛玄武岩(OIB)、Chadobets 和 Ilbokich 超镁铁质煌斑岩((⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=0.702889~0.704278, ε_{Nd}(t)=3.4~5.1; Nosova et al., 2020)数值范围相近, 但区别于 Torngat 超镁铁质煌斑岩((⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=0.70323~0.70713, ε_{Nd}(t)=-4.9~1.9; Tappe et al., 2008)

(图 5a)。且瓦吉里塔格方解霞黄煌岩具有富集的 Pb 同位素组成, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值分别为 20.5322~20.6280、15.7529~15.7628 和 40.6574~40.8896。相应的 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_i、(²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_i 和 (²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)_i 值亦较高, 分别为 18.4563~18.7527、15.6491~15.6598 和 38.5873~38.7563, 与 FOZO 地幔端元((²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_i=17.86~18.85, (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_i=15.45~15.61, (²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)_i=37.75~38.26; Chauvel et al., 1997; Lassiter et al., 2003)和 Chadobets 和 Ilbokich

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=17.08\sim 18.96$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.46\sim 15.62$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=34.77\sim 38.59$; Nosova et al., 2020)以及 Torngat 超镁铁质煌斑岩($(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=17.79\sim 18.48$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.43\sim 15.65$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=37.32\sim 46.25$; Tappe et al., 2008)数值范围接近(图 5b~d)。

4.3 矿物化学成分

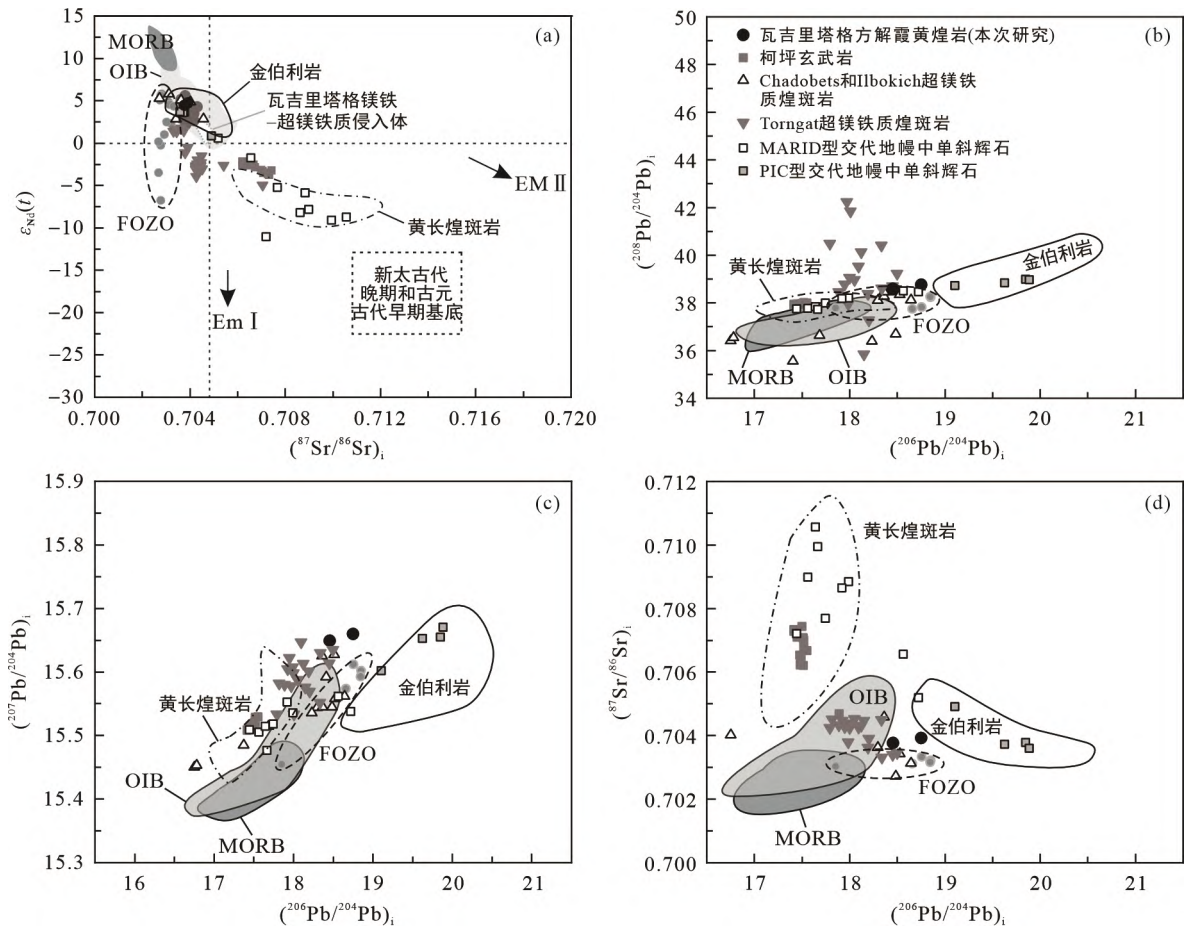
4.3.1 橄榄石

4.3.1.1 主量元素

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中的橄榄石可以分为三种结构类型: ① 微晶橄榄石(<0.5 mm), 形态不规则, 蛇纹石化严重, 占比 2%; ② 斑晶橄榄石(0.5~2 mm), 大都呈半自形-自形, 不同程度的蛇纹石化, 占比 23%; ③ 包体中粗晶橄榄石(>2 mm), 近圆形, 偶见新鲜颗粒, 占比 75%。

不同类型橄榄石主量元素测试结果见表 3。方解霞黄煌岩中橄榄石微晶的 Fo 值、CaO、NiO 和 MnO 含量总体变化范围较小, 分别为 86~87、0.10%~0.15%、

0.24%~0.29%和 0.15%~0.20%。橄榄石斑晶表现出更宽的成分变化范围, Fo 值为 80~90、CaO 含量为 0.05%~0.15%、NiO 含量为 0.03%~0.36%和 MnO 变化范围为 0.14%~0.33%, 与 Aillik Bay(Fo=83~89, CaO=0.02%~0.36%, NiO=0.07%~0.41%, MnO=0.12%~0.28%; Veter et al., 2017)以及 Chadobets(Fo=80~90, CaO=0.08%~0.81%, NiO=0.10%~0.44%, MnO=0.11%~0.27%; Nosova et al., 2018)和 Torngat 超镁铁质煌斑岩中方解霞黄煌岩橄榄石斑晶成分相似(Fo=78~93, CaO=0~0.21%, NiO=0.03%~0.34%, MnO=0.08%~0.27%; Tappe et al., 2004)。通常橄榄石斑晶的核部更加富镁(Fo_{80-90}), 而斑晶边部的 Fo 值为 81~82。对比发现, 纯橄榄岩包体中的橄榄石粗晶具有较低的 Fo 值(82~83)和相近的 CaO(0.05%~0.06%)、NiO(0.18%~0.23%)和 MnO(0.18%~0.23%)含量。总体上 Ni 与 Fo 呈正相关, Mn 与 Fo 呈负相关, Ca 与 Fo 基本没有相关性(图 6a~c)。



数据来源: Torngat 超镁铁质煌斑岩据 Tappe et al. (2008); Chadobets 和 Ilbokich 超镁铁质煌斑岩、金伯利岩、黄长煌斑岩、MARID(云母-角闪石-金红石-钛铁矿-透辉石)和 PIC(金云母-钛铁矿-单斜辉石)型交代地幔中单斜辉石据 Nosova et al. (2020); FOZO 地幔端元据 Chauvel et al. (1997)和 Lassiter et al. (2003); 柯坪玄武岩据 Xu et al. (2014); 瓦吉里塔格镁铁-超镁铁质侵入体和新太古代晚期和古元古代早期基底据 Cheng et al. (2015); MORB 和 OIB 据 Stracke (2012)。

图 5 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成图解
Fig.5 Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Wajilitag aillikites

表 3 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中橄榄石成分
Table 3 Chemical compositions of olivine in the Wajilitag aillikites

类型	微晶						斑晶					
	21WJL87-1-21	21WJL87-1-20	21WJL87-1-1	21WJL85-2-29		21WJL87-2-1	21WJL85-2-1		21WJL85-2-5		21WJL85-2-3	
位置	核部		核部		边部		核部		核部		核部	
SiO ₂	42.07	43.13	40.67	39.56	42.16		43.12	42.60		42.15	42.88	
FeO	11.68	13.25	9.95	16.59	11.77		12.25	12.83		13.02	13.20	
MnO	0.15	0.20	0.33	0.27	0.17		0.14	0.14		0.26	0.21	
MgO	45.63	44.24	48.28	42.09	44.46		44.99	44.69		44.50	44.72	
CaO	0.10	0.15	0.05	0.13	0.09		0.09	0.09		0.08	0.11	
NiO	0.24	0.29	0.03	0.18	0.27		0.36	0.24		0.28	0.22	
Total	99.88	101.25	99.32	98.83	98.92		100.95	100.59		100.29	101.34	
Fo	87	86	90	82	87		87	86		86	86	
Li	2.47	3.56	6.91	1.92	4.68	1.92	4.89	4.39	4.60	3.56	4.38	5.96
B	1.52	1.43	22.5	5.48	0.00	5.57	1.73	2.09	2.29	0.35	0.46	0.78
Na	82.7	51.0	184	588	44.0	33.5	85.2	77.8	81.2	83.4	70.7	96.4
Al	41.8	39.4	38.5	77.8	45.4	46.2	55.8	46.8	51.1	47.7	53.4	66.3
P	37.4	1.06	0.00	77.1	0.00	0.00	47.3	0.00	32.6	34.1	21.8	22.6
Ca	872	385	394	1208	1019	690	988	842	713	786	936	976
Sc	3.44	4.21	3.01	3.98	3.35	2.94	3.92	3.43	3.79	3.89	3.66	3.04
Ti	55.1	79.9	14.2	138	100	78.4	123	82.8	81.9	98.7	93.7	106
V	1.95	1.88	0.67	2.02	1.73	1.54	2.58	1.95	1.76	1.91	1.91	1.94
Cr	80.3	56.2	507	23.7	77.5	79.8	73.2	72.0	76.7	77.5	69.2	85.1
Mn	1646	1424	2586	2455	1666	1581	1535	1661	1691	2328	1945	1776
Co	205	176	133	212	182	185	196	201	194	170	203	201
Ni	2816	2985	672	2015	2468	2499	3481	2720	2637	2931	2684	2306
Cu	2.84	0.00	9.82	4.88	0.00	1.03	2.35	0.93	0.63	1.05	0.53	3.14
Zn	123	81.5	178	205	102	99.8	125	123	124	187	157	124
Fe/Mn	76.1	67.1	30.4	61.9	67.9		86.6	90.7		50.4	64.3	
Mn/Zn	13.4	17.5	14.6	12.0	16.4		12.3	13.6		12.5	14.3	

类型	斑晶															
	21WJL85-2-3	21WJL85-2-21		21WJL87-2-5		21WJL87-1-7		21WJL85-2-25		21WJL86-1-15		21WJL86-1-8		21WJL87-2-3		21WJL85-2-13
位置	边部		核部		边部		核部		核部		核部		核部		核部	
SiO ₂	42.86		42.58		42.48		42.49		42.25		42.94		42.33		42.22	41.89
FeO	13.39		13.76		12.14		13.23		13.36		14.56		15.88		15.83	16.64
MnO	0.20		0.24		0.16		0.19		0.15		0.25		0.29		0.33	0.25
MgO	44.60		43.94		45.07		44.60		43.56		43.01		42.36		41.75	41.78
CaO	0.11		0.09		0.08		0.09		0.09		0.10		0.09		0.09	0.10
NiO	0.19		0.24		0.24		0.20		0.19		0.17		0.21		0.18	0.18
Total	101.35		100.85		100.16		100.80		99.61		101.04		101.15		100.40	100.83
Fo	86		85		87		86		85		84		83		82	82
Li	4.06	1.86	3.52	4.03	4.38	4.79	4.97	4.67	3.35	0.64	1.12	5.27	8.75	8.75	8.75	
B	0.96	0.25	2.29	1.39	0.46	0.00	2.20	2.84	1.17	3.36	5.21	8.75	8.75	8.75	8.75	
Na	93.3	87.9	88.9	77.5	70.7	430	85.8	72.6	57.1	88.8	91.3	109	109	109	109	
Al	65.2	55.2	58.2	49.7	53.4	702	60.5	64.5	61.8	49.1	47.3	64.3	64.3	64.3	64.3	
P	62.8	25.9	83.1	29.7	21.8	9.80	22.1	69.7	30.9	10.9	0.00	93.8	93.8	93.8	93.8	
Ca	965	817	916	780	936	1193	792	850	961	987	1046	761	761	761	761	
Sc	3.33	2.60	2.81	3.19	3.66	6.02	2.32	4.47	5.23	5.07	3.71	3.48	3.48	3.48	3.48	
Ti	97.4	103	99.4	94.3	93.7	221	104	113	119	115	101	134	134	134	134	
V	1.97	2.12	2.15	1.95	1.91	8.86	1.81	2.13	1.71	2.06	1.81	2.15	2.15	2.15	2.15	

续表 3:

类型	斑晶											
	样品	21WJL85-2-3	21WJL85-2-21	21WJL87-2-5	21WJL87-1-7	21WJL85-2-25	21WJL86-1-15	21WJL86-1-8	21WJL87-2-3	21WJL85-2-13		
位置	边部		核部		边部		核部		核部		核部	
Cr	85.3	95.0	85.6	63.1	69.2	664	80.1	89.3	48.0	52.5	42.3	21.8
Mn	1795	1991	1948	1956	1945	1565	2012	1632	1829	2671	2771	2423
Co	204	202	200	202	203	200	207	214	208	199	193	189
Ni	2287	2471	2540	2696	2684	2498	2323	2190	2018	1924	1925	1957
Cu	3.28	1.30	1.88	0.34	0.53	0.68	2.22	1.45	0.35	0.55	0.47	4.13
Zn	133	152	150	160	157	100	145	122	128	241	247	203
Fe/Mn		67.6		56.8		76.2	71.8	87.6	58.2	54.2	48.6	67.1
Mn/Zn	13.4	13.1	13.0	12.3	12.4	15.7	13.9	13.4	14.2	11.1	11.2	11.9

类型	斑晶						橄榄岩包体中粗晶					
	样品	21WJL87-1-5	21WJL85-2-27	21WJL86-1-3	21WJL88-1-5	21WJL88-1-12	21WJL88-1-10	21WJL88-1-13	21WJL88-1-7	21WJL88-1-2		
位置	核部		边部		核部		核部		核部		核部	
SiO ₂	42.01	42.21	41.41	42.48	42.10	41.99	42.05	42.40	42.40	42.36	42.68	42.20
FeO	16.60	16.94	16.76	15.35	17.58	17.50	15.64	15.85	15.90	15.71	15.86	16.11
MnO	0.27	0.26	0.17	0.20	0.21	0.20	0.21	0.19	0.21	0.18	0.23	0.19
MgO	41.24	41.57	41.63	42.72	40.53	40.55	41.64	42.21	42.19	41.65	41.62	41.84
CaO	0.12	0.15	0.11	0.10	0.08	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05
NiO	0.20	0.19	0.22	0.22	0.15	0.14	0.23	0.18	0.21	0.19	0.20	0.18
Total	100.44	101.32	100.30	101.06	100.65	100.43	99.81	100.89	100.96	100.13	100.64	100.58
Fo	82	81	82	83	80	81	83	83	83	83	82	82
Li	4.76	3.51	3.33	3.88	5.94	4.13	5.03	4.62	5.24	2.62	4.09	3.72
B	0.00	0.00	1.84	3.34	0.72	1.19	0.64	1.22	4.83	7.03	2.31	1.81
Na	92.6	93.6	78.0	89.7	74.2	72.7	46.7	57.6	44.4	34.7	54.8	50.0
Al	71.6	72.7	99.1	91.8	45.7	43.1	33.2	25.6	30.3	30.8	21.9	22.2
P	46.7	45.2	72.0	33.7	67.1	42.0	24.7	28.9	23.6	35.2	42.5	72.0
Ca	860	953	1088	1009	979	1039	689	352	652	530	420	398
Sc	3.43	3.52	3.78	4.20	2.81	2.97	5.20	4.00	4.33	4.88	3.16	3.48
Ti	153	153	158	118	116	113	131	131	116	100	62.8	117
V	2.30	2.23	2.00	2.38	1.94	1.94	1.15	1.36	1.08	1.07	1.08	1.32
Cr	25.6	26.8	40.6	46.9	0.90	0.55	22.7	25.2	20.0	23.1	22.9	25.3
Mn	2377	2306	2173	2108	3039	2948	2042	2044	2028	2015	2033	2053
Co	201	199	188	194	174	176	223	222	214	218	216	218
Ni	1926	1950	2221	2317	370	383	1963	1959	1853	1910	1867	1858
Cu	3.69	3.34	3.93	3.40	0.44	0.76	0.63	0.08	0.41	0.35	0.51	0.39
Zn	206	206	174	181	247	225	155	160	152	152	150	149
Fe/Mn	61.7	66.7	98.4	77.8	82.8	87.4	75.8	84.2	76.7	89.6	69.8	85.6
Mn/Zn	11.5	11.2	12.5	11.6	12.3	13.1	13.2	12.7	13.3	13.3	13.6	13.8

注: 主量单位为%, 微量元素单位为 $\mu\text{g/g}$ 。

4.3.1.2 微量元素

本次研究利用 LA-ICP-MS 对瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中不同类型橄榄石的微量元素进行测定, 结果见表 3。方解霞黄煌岩中橄榄石微晶的 Ni 含量为 2816~2985 $\mu\text{g/g}$, Zn 含量为 81.5~123 $\mu\text{g/g}$, Co 含量为

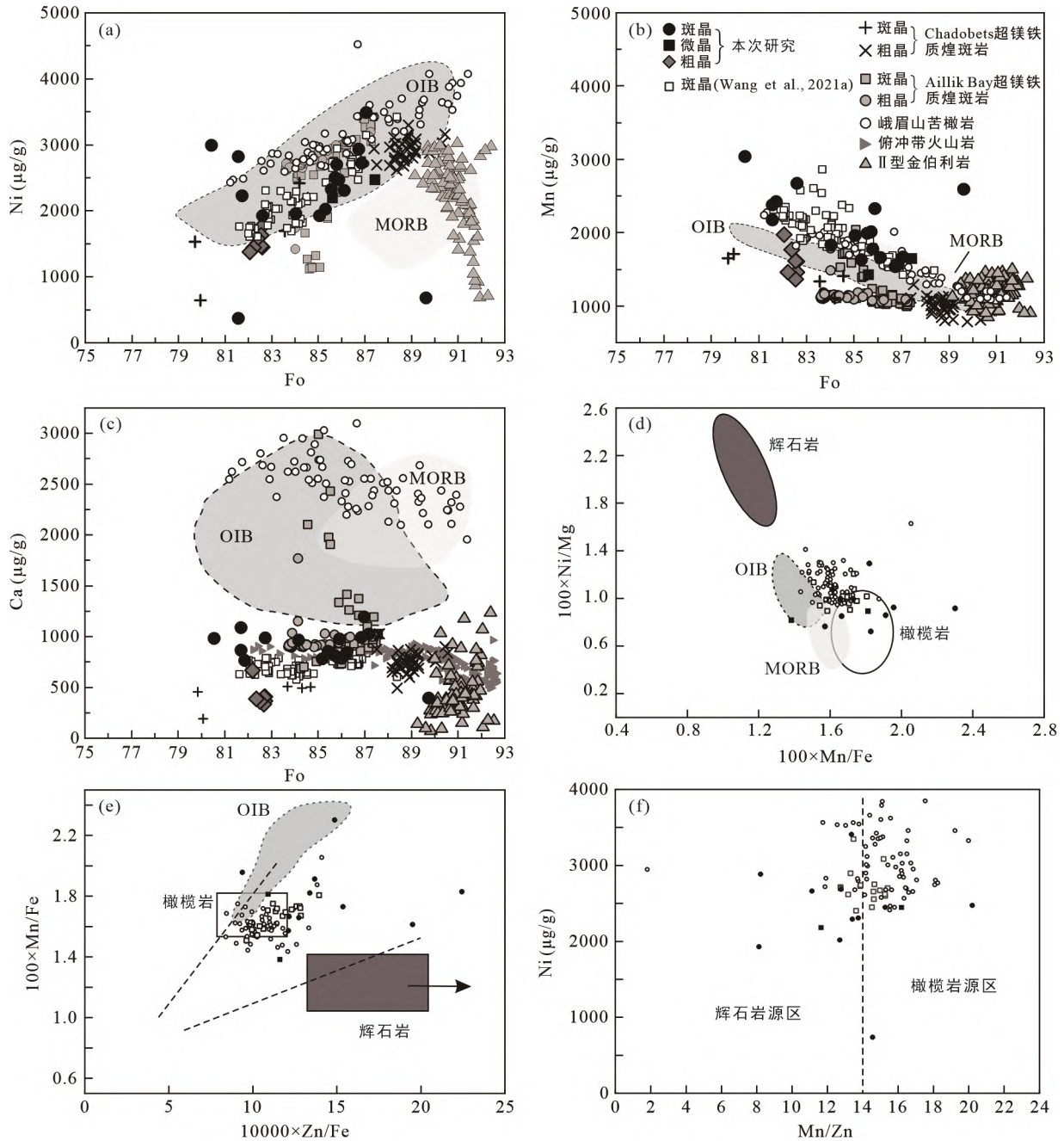
176~205 $\mu\text{g/g}$; Sc 含量为 3.44~4.21 $\mu\text{g/g}$, Li 含量为 2.47~3.56 $\mu\text{g/g}$, Fe/Mn 值为 67.1~76.1, Mn/Zn 值为 13.4~17.5, $100\times\text{Mn/Fe}>1.31$ 。与橄榄石微晶相比, 橄榄石斑晶整体上具有相近的 Ni、Co 含量, 较高的 Ca、Mn、Sc 含量, 以及较低的 Fe/Mn 和 Mn/Zn 值(图 6d~f)。

橄榄岩包体中的橄榄石粗晶 Ni 含量为 1853~1963 $\mu\text{g/g}$, Zn 的含量为 149~160 $\mu\text{g/g}$, Co 含量为 214~223 $\mu\text{g/g}$, Sc 含量为 3.16~5.20 $\mu\text{g/g}$; Li 含量为 2.62~5.24 $\mu\text{g/g}$ 。

4.3.2 单斜辉石

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中单斜辉石斑晶化学

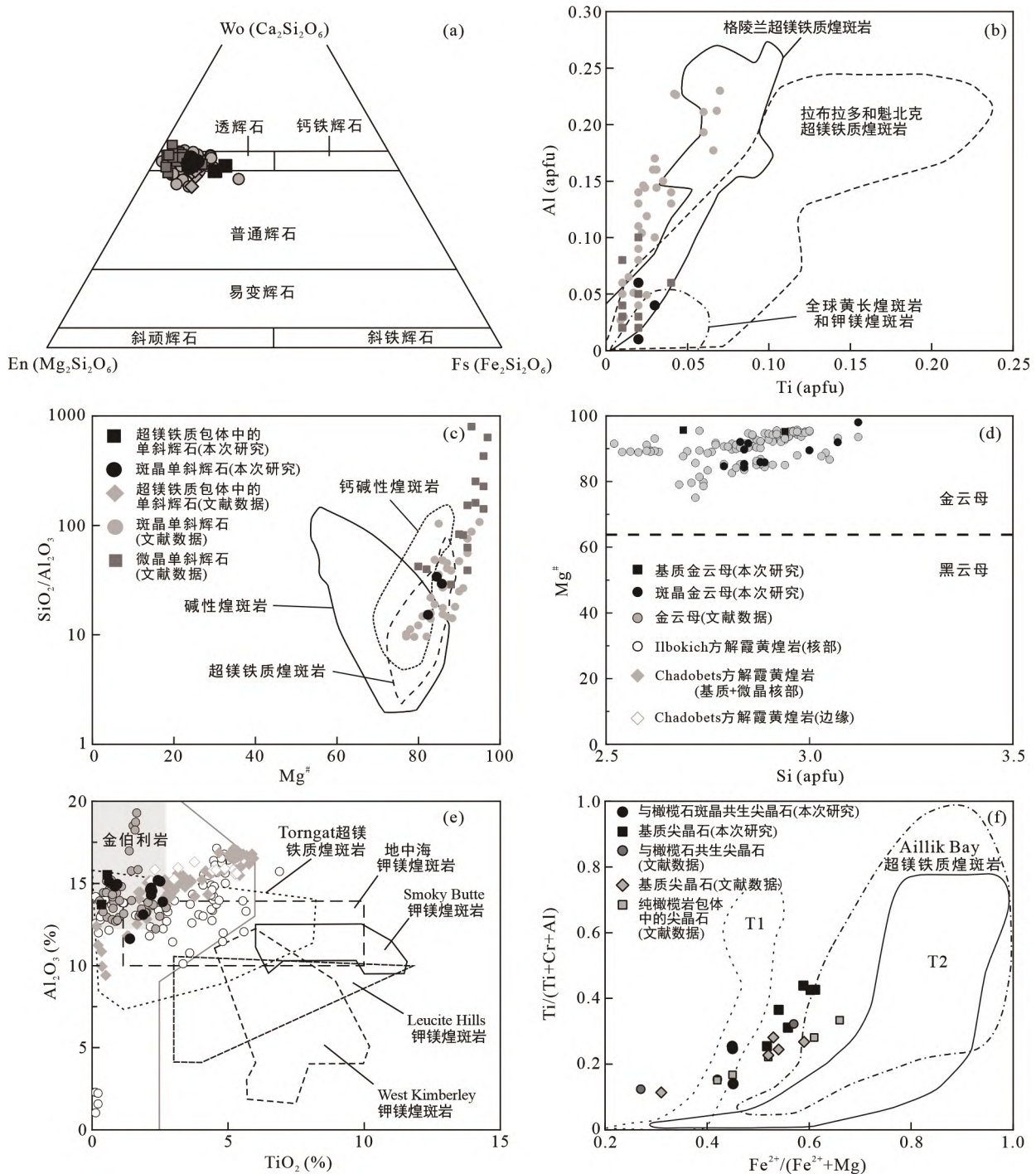
成分变化范围为 $\text{Wo}_{44.4\sim 47.0}\text{En}_{42.3\sim 44.6}\text{Fs}_{7.2\sim 9.1}$, 显示其主要为透辉石(图 7a), 单斜辉石的 $\text{Mg}^{\#}$ 变化范围为 82~86, 与单斜辉石岩包体中单斜辉石化学成分 ($\text{Wo}_{43.5\sim 45.2}\text{En}_{36.7\sim 39.6}\text{Fs}_{14.1\sim 15.6}$; 附表 1) 明显不同。 TiO_2 、 Cr_2O_3 与 Al_2O_3 含量较高, 变化范围分别为 0.60%~1.22%、



Aillik Bay 和 Chadobets 超镁铁质煌斑岩中方解霞黄煌岩分别来源于 Vetter et al. (2017) 和 Nosova et al. (2018); 峨眉山苦橄岩来源于张磊等(2022); II 型金伯利岩来源于 Howarth (2018); MORB、OIB 和俯冲带火山岩引自于 Wang et al. (2021a); 辉石岩和橄榄岩引自于 Howarth and Harris (2017)。

图 6 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中橄榄石 Ni-Fo(a)、Mn-Fo(b)、Ca-Fo(c)、 $100\times\text{Ni}/\text{Mg}$ - $100\times\text{Mn}/\text{Fe}$ (d)、 $100\times\text{Mn}/\text{Fe}$ - $10000\times\text{Zn}/\text{Fe}$ (e)和 Ni-Mn/Zn(f)协变图解

Fig.6 Binary plots of Ni vs. Fo (a), Mn vs. Fo (b), Ca vs. Fo (c), $100\times\text{Ni}/\text{Mg}$ vs. $100\times\text{Mn}/\text{Fe}$ (d), $100\times\text{Mn}/\text{Fe}$ vs. $10000\times\text{Zn}/\text{Fe}$ (e), and Ni vs. Mn/Zn (f) for olivine from the Wajilitag aillikites



文献数据引自程志国(2016)和王长红(2020); Chadobets 和 Ilbokich 超镁铁质煌斑岩引自 Nosova et al. (2020); a 底图据 Morimoto (1988)修改, b~f 底图据 Pandey et al. (2018)修改。

图 7 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中单斜辉石(a~c)、金云母(d、e)和尖晶石(f)成分特征

Fig.7 Compositional characteristics of clinopyroxene (a~c), phlogopite (d, e), and spinel (f) in the Wajilitag aillikites

0~0.60%和 1.40%~4.74%, 与 Chadobets、Ilbokich (TiO₂=0.09%~5.40%, Cr₂O₃<0.57%, Al₂O₃<10.0%; Nosova et al., 2020)和 Torngat 超镁铁质煌斑岩(TiO₂=0.04%~6.43%, Cr₂O₃=0~0.04%, Al₂O₃=0.03%~4.35%; Tappe et al., 2004)中方解霞黄煌岩的单斜辉石相似。在

Al-Ti 图解(图 7b)中, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中单斜辉石斑晶成分局限在拉布拉多和魁北克超镁铁质煌斑岩区域, 同时与全球的黄长煌斑岩和钾镁煌斑岩显示出亲缘性。基于煌斑岩单斜辉石 SiO₂/Al₂O₃-Mg[#] 分类图, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中单斜辉石斑晶

基本落在超镁铁质煌斑岩区域(图 7c)。

4.3.3 金云母

与金伯利岩中金云母相比,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中金云母具有略低的 Al_2O_3 含量和适中的 FeO 和 TiO_2 含量(图 7d, 附表 2), 但是成分上与 Chadobets 和 Ilbokich 以及 Torngat 超镁铁质煌斑岩(方解霞黄煌岩和 damtjernite)的金云母相似(图 7e)。

4.3.4 尖晶石

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中尖晶石在胶结物的基质和橄榄石斑晶均有出现。与橄榄石斑晶共生的尖晶石不同, 基质中的尖晶石贫 MgO (4.53%~5.75%)、 Al_2O_3 (2.51%~6.92%)但更加富集 TiO_2 (5.93%~9.19%)(附表 3)。在 $\text{Ti}/(\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Al})-\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ 图(图 7f)中, 与橄榄石斑晶共生的尖晶石显示出铁钛尖晶石趋势(T1), 这与金伯利岩中基质尖晶石特征相似, 但基质中的尖晶石表现为钛磁铁矿趋势(T2), 这通常被当作拉布拉多 Aillik Bay 超镁铁质煌斑岩的典型鉴定特征(Tappe et al., 2004)而区别于金伯利岩(Mitchell, 1995)。

4.3.5 石榴子石

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中的石榴子石通常呈细粒($<100\ \mu\text{m}$)、自形-半形微晶不均匀分布于富碳酸盐基质中, 与钙钛矿和磷灰石等岩浆晚期矿物共生(图 2h、j)。这些石榴子石均为富钛钙铁榴石, 其成分变化范围为 $\text{And}_{72.1-81.5}\text{GrS}_{16.2-22.9}\text{Pyr}_{2.11-5.05}\text{Sp}_{0-0.10}$ (附表 4)。

5 讨论

5.1 后期蚀变影响

虽然镜下观察到部分橄榄石斑晶发生蛇纹石化, 但其余镁铁质矿物仍保留明显的光性特征和成分环带(图 2), 说明方解霞黄煌岩样品没有经历明显的蚀变。而且, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的大离子亲石元素(LILEs, Th, Sr, K 和 Rb)和高场强元素(HFSEs, Zr, Hf, La 和 Nb)之间很好的相关性(图 8), 也进一步说明后期蚀变作用对全岩化学成分的影响可以忽略不计。所有瓦吉里塔格方解霞黄煌岩样品具相对一致的稀土和微量元素配分型式, 与世界其他地区超镁铁质煌斑岩特征类似(Rock, 1991)。因此, 后期蚀变作用对这些方解霞黄煌岩的影响不显著, 而高烧失量($\text{LOI}=9.34\%\sim 12.1\%$)可能是样品中出现大量含水矿物(角闪石和金云母)和原生碳酸盐矿物而导致的。

5.2 地壳同化混染

在利用岩石的地球化学和同位素特征示踪其地幔源区的成分、岩性及性质时, 有必要评估其在上升侵位过程可能发生的地壳同化混染作用(Choi et al., 2021)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中含有大量的阿拉斯加型超镁铁质幔源包体和零星的微粒钻石(图 2; Zhang et al., 2013; Liu et al., 2021), 说明寄主岩浆快速喷发。而且方解霞黄煌岩样品具有高的 MgO (15.45%~19.04%)、 Ni (309~626 $\mu\text{g/g}$)和 Cr (621~1179 $\mu\text{g/g}$)含量, 表明其可能为典型的深部地幔来源的岩浆岩并且没有遭受明显的地壳物质的混染。最近, Pandey et al. (2019)发现镁铁质岩浆的同化混染将会导致其 Zr-Hf 含量显著提高, 从而在原始地幔标准化微量元素蛛网图上表现出 Zr-Hf 正异常。但瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中出现明显的 Zr-Hf 负异常(图 4b), 不符合地壳混染的特征。虽然瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中出现 Nb-Ta 弱的负异常(图 4b)与地壳混染的特征一致, 但是其 Nb/Ta 值(19.7~21.5)却高于 OIB(15.9 \pm 0.6; Pfänder et al., 2007), 这与地壳混染的特点相悖的, 因为大陆地壳具有比 OIB 更低的 Nb/Ta 值(~11.4; Rudnick and Gao, 2003), 地壳混染应同时降低 Nb-Ta 含量以及 Nb/Ta 值。此外, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的 Th/La=0.10~0.12, 明显低于大陆地壳(0.34; Rudnick and Gao, 2003), 但介于原始地幔和 E-MORB 成分之间(0.10~0.12; Sun and McDonough, 1989)。

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的初始 Sr-Nd-Pb 同位素比值具有极窄的变化范围($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.703765~0.703914, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ =4.48~4.75, ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i=18.4563~18.7527; 图 5), 暗示这些样品的岩浆特征被完整保留下来。其($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 SiO_2 、 $\text{Mg}^\#$ 、Sm/Nd 值之间没有相关性, 排除了其在岩浆上升过程中经历了显著的地壳混染作用。Wang et al. (2021b)研究表明瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中的橄榄石斑晶的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(4.05‰~5.33‰)位于或低于正常地幔范围, 同样支持在方解霞黄煌岩形成过程中地壳混染的影响很小。

综上, 瓦吉里塔格碱性岩浆在上升过程中并未经历显著的地壳混染作用, 因此, 样品中相对不活动元素(如稀土和高场强元素)、放射性同位素和岩浆矿物成分可以用来反演其地幔源区特征和岩浆成因过程。

5.3 地幔源区岩石学特征和部分熔融

源区岩石学组分是决定地幔来源熔体地球化学特征的主要因素。作为典型具地幔成分的深源岩石

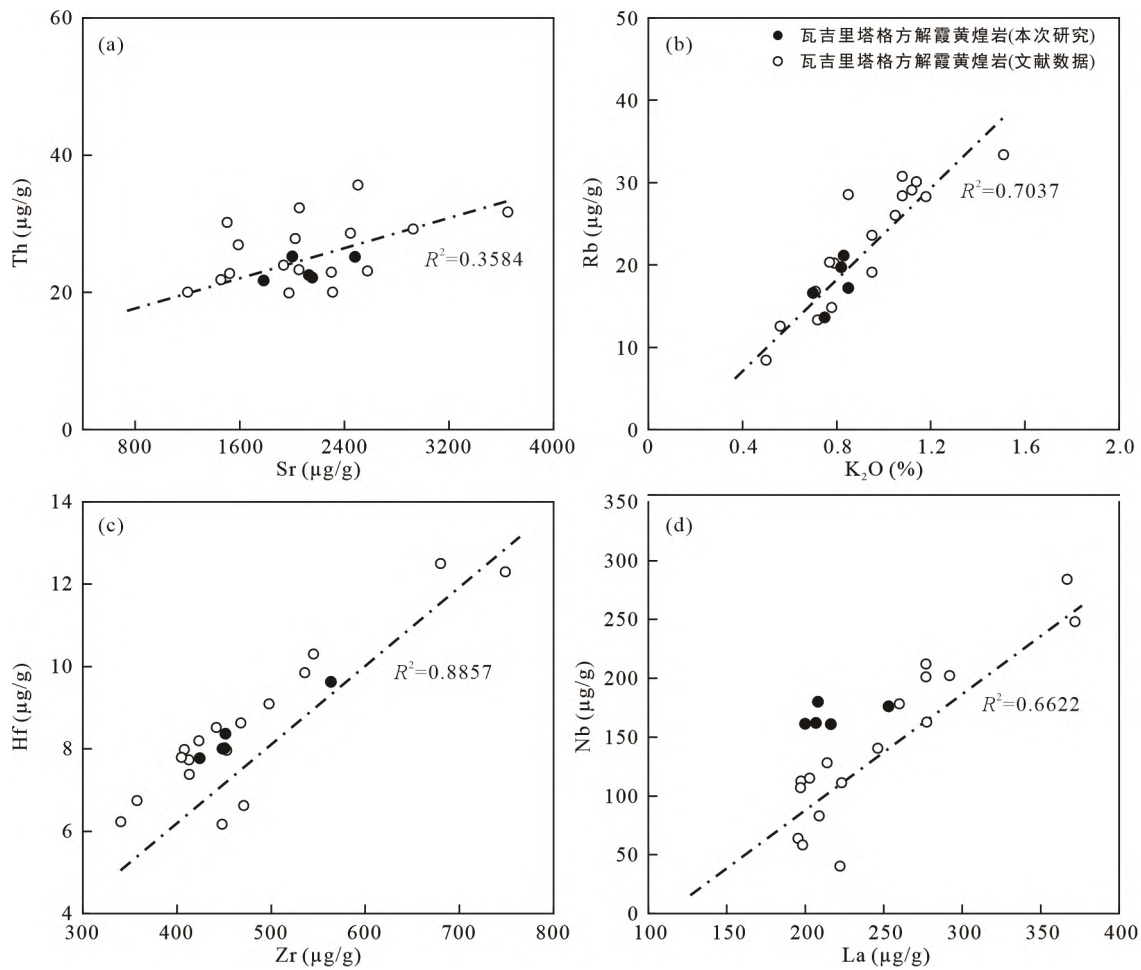


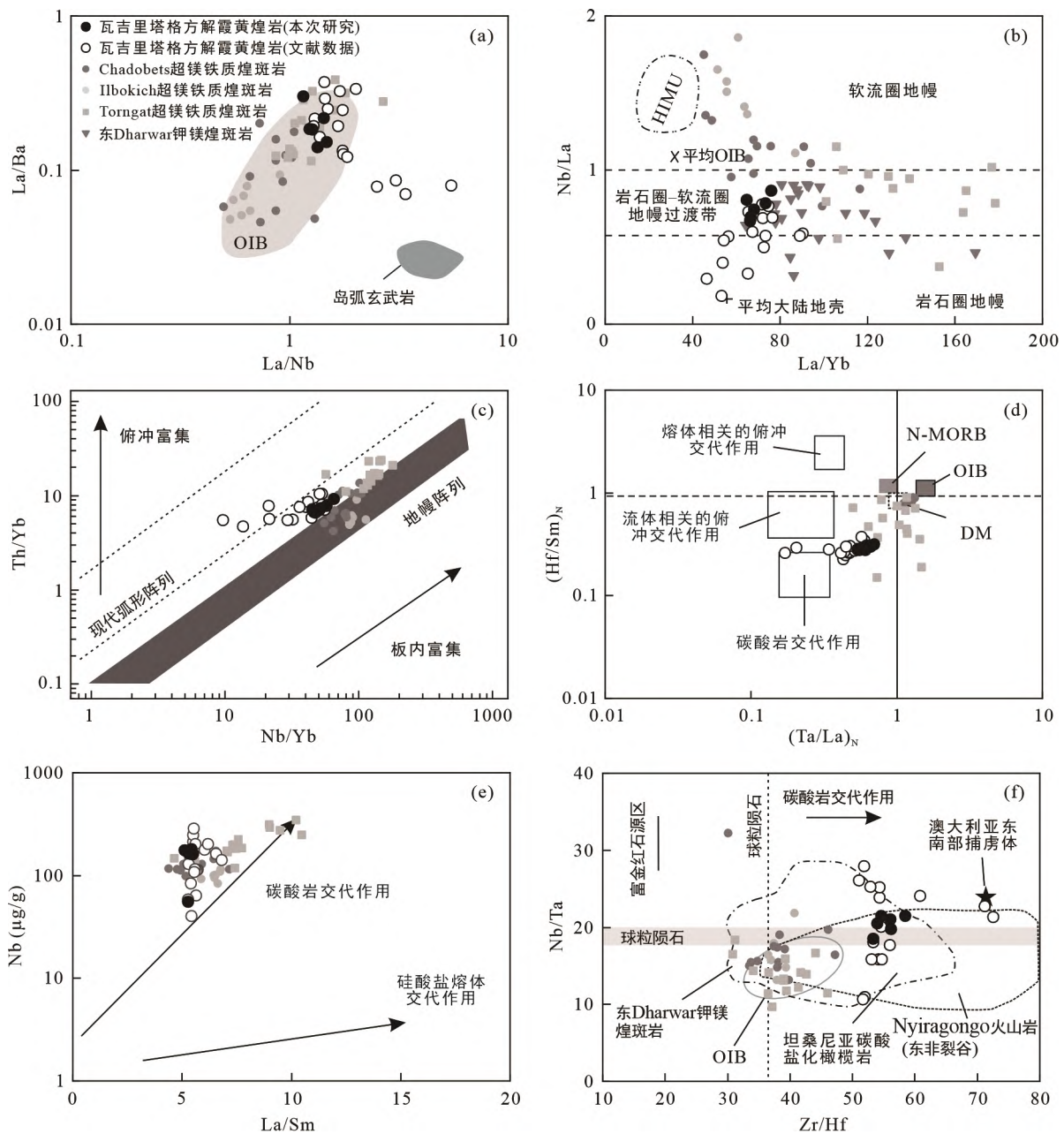
图8 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中 Th-Sr(a)、Rb-K₂O(b)、Hf-Zr(c)和 Nb-La(d)的相关关系图(文献来源于程志国, 2016 和王长红, 2020)

Fig.8 Th vs. Sr (a), Rb vs. K₂O (b), Hf vs. Zr (c), and Nb vs. La (d) plots for the Wajilitag aillikites

(Foley, 1990), 超镁铁质煌斑岩的成因仍然存在很大的争议, 主要是因为对其源区岩石性质的不确定。一些学者认为这些岩石富挥发分的特点暗示其属于含金云母和碳酸盐交代脉的陆下岩石圈地幔在含 CO₂ 和 H₂O 条件下发生氧化性熔融的衍生熔体(Tappe et al., 2008; Foley et al., 2009; Zhang et al., 2013); 也有一些学者提出软流圈地幔来源的含碳酸盐熔体与陆下岩石圈地幔橄榄岩相互作用(Giuliani et al., 2020; Nosova et al., 2020), 或者含俯冲再循环洋壳组分的不均一地幔柱(Wang et al., 2022a)也能形成超镁铁质煌斑岩。

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩与北美洲拉布拉多半岛 Torngat 超镁铁质煌斑岩有着相似的微量元素特征(如 Th/Nb=0.13~0.16; La/Nb=1.16~1.49; 图 4), 明显区别于 OIB 特征的金伯利岩(Nowell et al., 2004)。这些高 Th/Nb 和 La/Nb 值特征可能是岩石中亏损 Nb 的

结果, 类似于俯冲带钙碱性岩浆的特征。但在 La/Nb-La/Ba 图解(图 9a)中, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩主要落在 OIB 区域内, 说明源区有软流圈地幔组分的加入。相比于软流圈地幔岩浆, 岩石圈地幔来源岩浆通常显示出明显低 Nb/La 值和高 La/Yb 值(DePaolo and Daley, 2000)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中 Nb/La 和 La/Yb 值变化范围分别为 0.69~0.86 和 64.8~75.9, 证实其为软流圈-岩石圈地幔相互作用的产物(图 9b)。同时, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩显示出与西伯利亚超镁铁质煌斑岩相似的适度亏损的 Sr-Nd 和富集的 Pb 同位素组成(图 5), 暗示古老岩石圈地幔和 OIB 型软流圈地幔对方解霞黄煌岩岩浆的形成均有贡献(Nosova et al., 2020)。最近, Sarkar et al. (2022)基于克拉通钾煌斑岩的研究也认为, 岩石圈之下熔体在穿过大陆岩石圈过程中的遭受改造可能代表了碱性镁铁质/超镁铁质岩浆的一个普遍成因过程。



文献来源于姜常义等(2004)和王长红(2020); Chadobets 和 Ilbokich 超镁铁质煌斑岩来源于 Nosova et al. (2020); Torngat 超镁铁质煌斑岩来源于 Tappe et al. (2008); 东 Dharwar 钾镁煌斑岩来源于 Talukdar et al. (2018); a, b, d, e 底图参考 Pandey et al. (2018), c, f 底图参考 Pandey et al. (2019)。

图 9 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩全岩的 La/Ba-La/Nb(a)、Nb/La-La/Yb(b)、Th/Yb-Nb/Yb(c)、 $(\text{Hf}/\text{Sm})_N$ - $(\text{Ta}/\text{La})_N$ (d)、Nb-La/Sm(e)和 Nb-Ta-Zr/Hf(f)图

Fig.9 La/Ba vs. La/Nb (a), Nb/La vs. La/Yb (b), Th/Yb vs. Nb/Yb (c), $(\text{Hf}/\text{Sm})_N$ vs. $(\text{Ta}/\text{La})_N$ (d), Nb vs. La/Sm (e), and Nb-Ta vs. Zr/Hf (f) plots for the Wajilitag aillikites

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中高比例的角闪石和金云母斑晶矿物、较高的 K_2O 含量以及明显富集大离子亲石元素(LILE)特征表明其初始岩浆应该来自于一个可能现金云母和钾碱镁闪石含水矿物相的地幔源区(Tappe et al., 2008; Niu et al., 2017; Raeisi et al., 2019)。金云母的 $\text{K}/\text{Rb}=40\sim 450$, 明显低于角闪石 (>1100 ; Beswick, 1976; Basu, 1978)。瓦吉里塔格样

品中 $\text{K}/\text{Rb}=326\sim 457$, 说明其源区含有金云母残留相。因为在地幔部分熔融过程中, 相比稀土元素和 HFSE, 金云母选择性吸收 LILE, 且 K/La 与 Rb/La 和 Ba/Ce 与 Ba/Nb 值之间正相关性(表 1)也指示金云母而非钾碱镁闪石为主的地幔矿物(Orejana et al., 2008)。Tappe et al. (2008)认为金云母是方解霞黄煌岩最有可能的源区熔融相, 因为它在含水体系中相比钾碱镁闪石

有着更高的稳定压力, 并且作为辉石岩矿物组合的一部分参与熔融能产生具有异常高 K_2O/Na_2O 值的硅酸不饱和岩浆; 与此不同, 含钾碱镁闪石的地幔超镁铁质岩石熔融被证实只能产生类似于钾镁煌斑岩的富 SiO_2 岩浆。Ga 和 Sc 在橄榄石和辉石中的相容性相同, 但是在源区存在石榴石或尖晶石时则会发生分馏(Davis et al., 2013)。在石榴石中 Ga 是中等不相容元素, Sc 是高度相容元素; 但在尖晶石中 Ga 是高等相容元素, Sc 是中等不相容元素(Davis et al., 2013)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩具有比原始上地幔 (~0.25; McDonough and Sun, 1995)明显高的 Ga/Sc 值(0.57~0.77), 表明地幔源区中存在大量的石榴石残留。此外, 强烈的 REE 分异($(La/Yb)_N=46.5\sim 54.5$) 和高的 Dy/Yb 值(5.08~5.54)也暗示源区存在石榴石残留(Hauri et al., 1994)。根据方解霞黄煌岩富碳酸盐矿物的特征, 一般认为其形成需要富含挥发分的熔融条件, 并且源区存在碳酸盐(Tappe et al., 2006; Veter et al., 2017)。地幔中碳酸盐组分的加入会显著影响熔体的成分, 产生富碱贫硅的熔体(Foley and Pintér, 2018), 这与瓦吉里塔格方解霞黄煌岩碱性、贫硅、富碳酸盐的特征相符。另外, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中 Hf 负异常($Hf/Hf^*=0.20\sim 0.22$)和高于 OIB($Zr/Hf=35.9$, $Nb/Ta=17.8$; Sun and McDonough, 1989)的 $Zr/Hf(53.4\sim 58.5)$ 、 $Nb/Ta(18.4\sim 21.5)$ 值均符合起源于碳酸盐化地幔源区或与该地幔源区相互作用的岩浆特征(Zeng et al., 2010)。再者, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中高的 CaO 含量(16.2%~20.3%)和 Sr 的负异常(图 4b)也指示其地幔源区含有碳酸盐和单斜辉石(Niu et al., 2017; Pandey et al., 2018)。单斜辉石是地幔源区中 CaO 和 Na_2O 的主要载体, 因此地幔熔体中 CaO/Na_2O 值的变化可能是由 Na、Ca 在残余辉石和熔体的配分关系所决定(Brey, 1978)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩具有的高 CaO(16.2%~20.3%)和低 $Na_2O(0.39\%\sim 0.67\%)$ 含量, 可能是由于熔体与残余辉石之间高的 Ca/Na 配分系数。相比橄榄石和单斜辉石, 源区中 CO_2 的出现更能促进斜方辉石的稳定性, 使得产生的地幔熔体 SiO_2 含量较低、CaO 含量较高(Brey et al., 2008)。高温高压实验表明, 地幔中少量的碳可以显著降低地幔熔融的固相线, 从而诱发深部地幔熔融(Foley, 2011), 产生碳酸盐熔体(Stagno et al., 2013)。氧化性的碳酸盐熔体在上升过程中与周围地幔橄榄岩发生反应将会形成大量 Fe-Ti 氧化物(例如钛铁矿)和单斜辉石, 这也被目前发现的克

拉通深部岩石圈地幔交代捕虏体所证实(Gervasoni et al., 2017)。这些矿物组合可能以 PIC(金云母-钛铁矿-单斜辉石)型地幔岩形式存在, 这种成因联系也被瓦吉里塔格方解霞黄煌岩与金伯利岩和 PIC 岩石中分选的单斜辉石之间相似的 Sr-Nd-Pb 同位素成分所证实(图 5; Fitzpayne et al., 2019)。而且 Foley and Fischer (2017)的模型预测, 由于氧化还原冻结和间歇性熔体再活化事件, 克拉通岩石圈地幔中的碳以橄榄岩和榴辉岩中的金刚石形式和碳酸盐-金云母-单斜辉石以及副矿物组成的脉状集合体被长期积累和储存, 可能存在少量碳酸盐化橄榄岩。

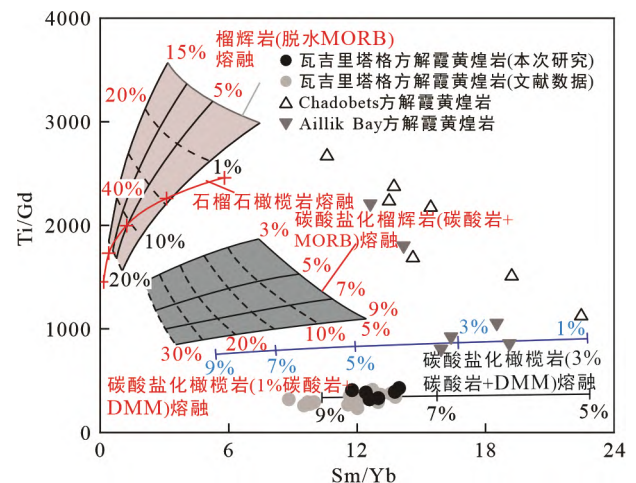
橄榄石是组成上地幔的主要矿物之一, 也是幔源岩浆中早期结晶的硅酸盐矿物, 其微量元素(如 Ni、Fe、Mn、Co 和 Zn 等)可能记录了地幔的组分特征和岩浆过程, 因此橄榄石被广泛作为超镁铁-镁铁质岩的成因指示矿物(Foley et al., 2013; Howarth and Harris, 2017; Gleeson and Gibson, 2019; Liu et al., 2021)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中的橄榄石斑晶具有较大的成分范围, 其 Fo 值介于 79~90 之间。同时, 橄榄石斑晶具有高 Ca(394~1208 $\mu g/g$, 其中绝大部分为 713~1208 $\mu g/g$)、Ti(14.2~221 $\mu g/g$, 其中绝大部分为 81.9~221 $\mu g/g$)、Mn(1535~3039 $\mu g/g$)和低 Ni 含量(370~3481 $\mu g/g$), 这些特征不同于典型的幔源橄榄石捕虏晶($Ca<700 \mu g/g$, $Ti<70 \mu g/g$, $Mn<1045 \mu g/g$, $2200 \mu g/g \leq Ni \leq 3400 \mu g/g$; De Hoog et al., 2010; Foley et al., 2013)。除此之外, 橄榄石斑晶主要为自形-半自形, 且通常含有许多尖晶石包裹体, 也同样表明这些橄榄石是岩浆结晶形成的而不是地幔捕虏晶(Kamenetsky et al., 2017; Wang et al., 2021b)。因此其橄榄石斑晶微量元素特征可被用来指示潜在的源区组分。

由于橄榄石是唯一的 $D^{Ol/melt} Fe(1.1)>D^{Ol/melt} Mn(0.89)$ 的地幔硅酸盐相, 富橄榄石地幔源区相对于贫橄榄石地幔源区的部分熔融会释放更多的 Mn, 因此橄榄岩源区部分熔融形成的熔体比贫橄榄石的辉石岩源区熔融形成的熔体具有更高的 Mn/Fe 值(Foley et al., 2013)。Sobolev et al. (2007)的实验岩石学结果表明, 与辉石岩熔体平衡的橄榄石 $100\times Mn/Fe=1.05\sim 1.35$, 而与橄榄岩来源的熔体平衡的橄榄石 $100\times Mn/Fe>1.6$ 。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中橄榄石斑晶显示高的 $100\times Mn/Fe$ 值(1.02~3.29), 与地幔橄榄岩来源岩浆中橄榄石的 $100\times Mn/Fe$ 比相近(图 6d), 暗示地幔源区是以橄榄岩为主。在橄榄石、斜方辉石与熔

体之间, Zn/Fe 的分配系数为~1, 但单斜辉石和石榴子石与熔体之间都具有低的 Zn/Fe 分配系数 ($K_D(\text{Zn/Fe})^{\text{Cpx/melt}}=0.7$, $K_D(\text{Zn/Fe})^{\text{Grt/melt}}=0.35$), 因此富石榴子石辉石岩的源区部分熔融产生的熔体相 (~14) 比橄榄岩 (9.3~12.9; Le Roux et al., 2010) 具有高 $10000 \times \text{Zn/Fe}$ 值。在 $100 \times \text{Mn/Fe} - 10000 \times \text{Zn/Fe}$ 图解 (图 6e) 上, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中橄榄石斑晶也显示出与峨眉山苦橄岩和 OIB 相似的趋势, 更接近橄榄岩源区熔体的特点。从橄榄岩源区熔体结晶的橄榄石具高的 Mn/Zn 值 (>15), 而从辉石岩源区熔体结晶的橄榄石则有低 Mn/Zn 值 (<13) (Howarth and Harris, 2017); 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的 Mn/Zn 值介于 11.1~16.4 (图 6d) 之间, 具橄榄岩-辉石岩混合源区特征。因此, 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩橄榄石成分特征反映出其源区是少量再循环洋壳进入橄榄岩源区形成的混合地幔源区 (张磊等, 2022)。相比于岩石圈地幔以及洋壳, Li 元素更倾向于在陆壳以及陆源碎屑沉积物中富集, 因此橄榄石中 Li 含量也可以用来区分源区中的再循环洋壳与陆壳 (Foley et al., 2013)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中斑晶橄榄石的 Li 含量为 0.64~6.91 $\mu\text{g/g}$, 与洋岛玄武岩 (<5 $\mu\text{g/g}$) 和平川苦橄岩橄榄石 (0.13~3.23 $\mu\text{g/g}$) 类似 (Foley et al., 2013; 张磊等, 2022), 说明方解霞黄煌岩地幔源区中可能有再循环洋壳物质加入。再循环洋壳组分的加入可以形成榴辉岩或辉石岩地幔源区 (Sobolev et al., 2005)。Wang et al. (2021b) 对最原始的瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中岩浆碳酸盐组分起源研究表明, 它们具有典型地幔特征的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (-5.2‰~-4.5‰), 结合共生的磷灰石和钙钛矿具有与 Group I 型金伯利岩中钙钛矿类似的亏损 Sr-Nd 同位素组成 (Wang et al., 2022a), 指示碳组分起源于碳酸盐化地幔 (含深俯冲碳组分的不均一地幔柱) 源区。Brenker et al. (2007) 和 Kaminsky et al. (2016) 关于超深 (岩石圈之下) 金刚石中发现方解石和菱镁矿-铁菱镁矿包裹体的研究表明, 氧化性碳酸盐可能在地幔转换带甚至下地幔区域作为潜在的碳储库稳定存在, 另外实验岩石学方面的证据也显示方解石和菱镁矿都可能会成为下地幔中以碳酸盐的形式存在的含碳相 (Lv et al., 2021)。上述特征表明瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的源区可能为碳酸盐化地幔橄榄岩+PIC 型脉体。

瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的 MgO/CaO 和 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值与碳酸盐化地幔橄榄岩在 5 GPa 条件下部分

熔融产生的熔体成分非常类似, 且落在北美洲拉布拉多半岛艾利克湾超镁铁质煌斑岩 (方解霞黄煌岩和 damtjernite) 范围附近 (Pandey et al., 2018)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中毫米级金刚石的出现也指示其侵位时塔里木克拉通的岩石圈厚度为 ~140 km (Zhang et al., 2013), 因此其可能代表在 150 km 深度下的地幔熔体或者是与地幔进一步反应产生的新岩石类型 (Veter et al., 2017)。但是, 相较于煌斑岩的原生岩浆 ($\text{Mg}^\# = 76 \sim 83$; Rock, 1991) 和典型幔源橄榄石 (Fo_{88-94} ; Orejana et al., 2008), 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩显示更低的全岩 $\text{Mg}^\#$ 值 (69~73) 和橄榄石 Fo 值 (80~90), 指示这些富碳酸盐超镁铁质岩浆在上升至地表过程中经历了显著的结晶分异作用。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中存在大量的橄榄石、角闪石、单斜辉石以及金云母斑晶, 也支持其经历了广泛的分离结晶作用, 因此该岩石可能不能代表原始的幔源岩浆成分, 而更可能是原生碳酸盐化岩浆在向上渗透、切穿岩石圈地幔橄榄岩到达地表过程中与斜方辉石反应形成的交代岩石 (Ogungbuyi et al., 2022)。尽管研究中不能忽视这些样品分离结晶作用引起的不确定性, 但为了进一步限定瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的源区特征, 本次对方解霞黄煌岩的微量元素进行了模拟计算 (图 10)。模拟结果显示, 源区为碳酸盐化石榴子橄榄岩 (存在 3% 的碳酸盐) 发生低程度熔融 (7%~9%) 可以解释瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的高 Sm/Yb 和低 Ti/Gd 值的特征。



底图引自 Zeng et al. (2017); 文献数据引自程志国(2016)和王长红(2020); Chadobets 方解霞黄煌岩引自 Nosova et al. (2020); Aillik Bay 方解霞黄煌岩引自 Tappe et al. (2006)。

图 10 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的 Ti/Gd-Sm/Yb 组成与模拟计算结果对比

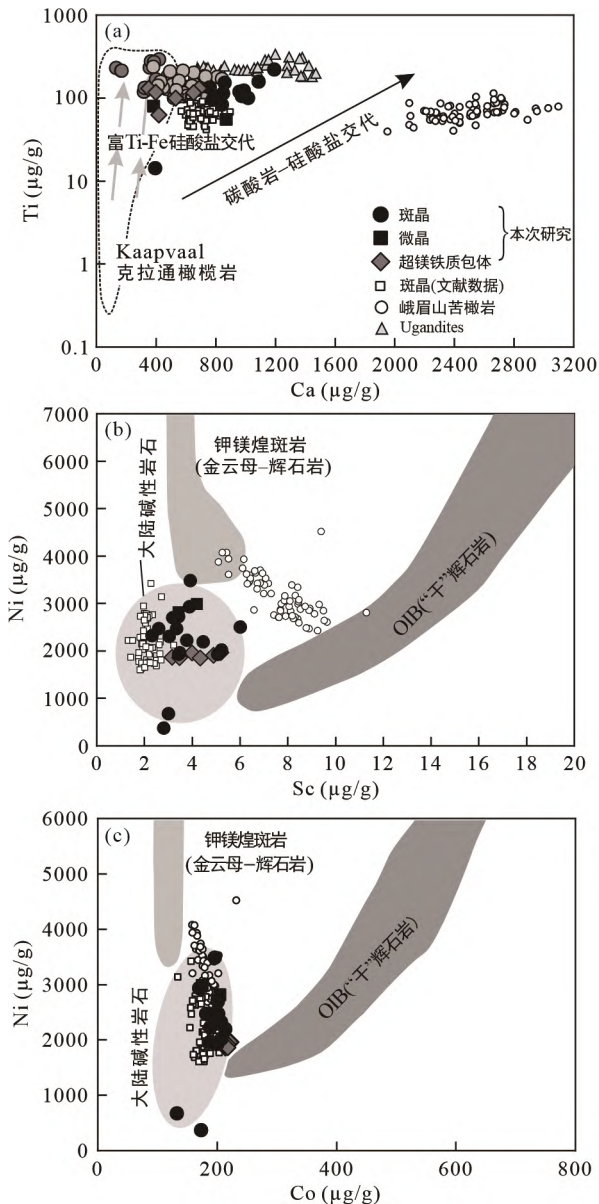
Fig.10 Ti/Gd vs. Sm/Yb plot for the Wajilitag aillikites and comparison with modelling calculations

5.4 地幔交代作用

岩相学观察显示,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩普遍含有岩浆成因的金云母和角闪石,说明瓦吉里塔格方解霞黄煌岩岩浆富挥发分,可能暗示地幔源区在发生部分熔融产生方解霞黄煌岩岩浆之前经历过交代富集作用。此外,样品也显示出高于地幔阵列线的 Th/Yb 和 Nb/Yb 值(图 9c),这可能与源区俯冲相关组分选择性加入有关(Pearce, 2008)。全岩及分选的橄榄石和钛磁铁矿斑晶显示高度放射性成因的 ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)_i 值(0.165~0.286),相对应的 γ_{Os} 值变化范围为 31~113,表明源区可能存在俯冲成因的洋壳物质的加入(Wang et al., 2022a)。另外,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中出现 Nb-Ta 弱的负异常(图 4b),结合其高于 MORB 平均值(Th/La=0.08, Th/Nd=0.03; Gale et al., 2013)的 Th/La(0.10~0.12)、Th/Nd(0.09~0.11)和低于 MORB 平均值(Ba/Th=72.3, Pb/Ce=0.04, Ba/La=5.60, Sr/Nd=10.7; Gale et al., 2013)的 Ba/Th(27.6~69.6)、Pb/Ce(0.02~0.03)、Ba/La(多数为 3.35~5.49)和 Sr/Nd(7.76~9.88)值特征,可能暗示地幔源区发生了古俯冲洋壳相关的交代作用(Ma et al., 2023)。塔里木克拉通北缘的区域地质演化也为瓦吉里塔格方解霞黄煌岩和古俯冲洋壳之间的联系提供证据(Zhang et al., 2013; Niu et al., 2017)。在塔里木克拉通北缘识别出若干处蛇绿岩套(600~418 Ma)和弧特征的岩浆记录(444~360 Ma),它们被认为是新元古代/早中生代南天山洋向塔里木克拉通俯冲的一种响应(Ge et al., 2012; Huang et al., 2013)。参与地幔交代作用的介质主要包括碳酸岩熔体、富碱硅酸盐熔体和富挥发分(H_2O 和 CO_2)流体(O'Reilly and Griffin, 2013)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩低的(Ta/La)_N 和(Hf/Sm)_N 值指示了俯冲作用过程释放的碳酸岩熔体对岩石圈地幔的交代富集(图 9d; La Flèche et al., 1998)。同样地,样品中低 La/Sm 值(5.13~5.51)和高 Nb 含量(161~180 $\mu\text{g}/\text{g}$)也说明其源区可能遭受了碳酸岩熔体而非硅酸盐熔体交代作用(图 9e; Downes et al., 2005)。方解霞黄煌岩中 Zr/Hf 负异常和高于 OIB 和球粒陨石的 Zr/Hf 值(54.0~58.5; 图 9f)特征与东 Dharwar 克拉通钾镁煌斑岩和东非裂谷体系中 Nyiragongo 火山岩类似,指示其岩石圈地幔发生了碳酸盐交代作用。实际上,实验岩石学研究显示地幔岩在受到碳酸岩熔体交代之后固相线会明显降低(Dasgupta et al., 2004),因此碳酸盐化地幔岩在正常地幔潜能温度条件下很难在软流圈地幔稳定存在,也印证了受交代的地幔源区可能为岩石圈地幔。

橄榄石 Ca-Ti 图解中两种截然不同的趋势可有效识别地幔源区不同的交代介质类型,即代表由碳酸盐化硅酸盐熔体交代作用形成的 Ca 和 Ti 的共同富集和代表由富 Fe、Ti 硅酸盐熔体交代作用影响的高 Ti 但无 Ca 富集(Foley et al., 2013)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中斑晶橄榄石显示高的 Ca 和 Ti 含量(图 11a),表明源区受到了一定程度碳酸盐组分的交代影响。此外,橄榄石 V/Sc 值也可以指示岩浆源区氧逸度。这是因为 V 和 Sc 在橄榄石中具有相似的分配系数,但是在高氧逸度环境时 V^{5+} 的增加会导致 V 在橄榄石-熔体间的分配系数降低,从而使得氧化环境下结晶的橄榄石通常具有较低的 V/Sc 值,反之亦然(Foley et al., 2013)。方解霞黄煌岩中斑晶橄榄石的 V/Sc=0.22~1.47,说明其源区可能受到了氧化性物质的交代(Foley et al., 2013)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩斑晶橄榄石的 Ca 含量均显著低于 OIB 和 MORB 以及平川苦橄岩中橄榄石的 Ca 含量,但与产于俯冲环境的岩浆岩中低 Ca 橄榄石类似(图 6c)。Gavrilenko et al. (2016)认为,俯冲带岩浆中高挥发分含量导致橄榄石-熔体之间 Ca 分配系数降低,导致熔体中分离结晶的橄榄石贫 Ca。同理,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩斑晶橄榄石低 Ca 含量可能表明源区富挥发分,从而进一步证实俯冲碳酸盐再循环引起的地幔交代过程中 H_2O 和 CO_2 等挥发分的加入可以引起深部地幔的氧化(He et al., 2020; Tao and Fei, 2021)。另一方面,关于碳酸盐化的交代介质来源问题也存在争议:①来自于俯冲再循环壳源物质的部分熔融;②来自深部地幔流体的上涌(Ogungbuyi et al., 2022)。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中 HFSE(Nb-Ta、Zr-Hf、Ti)的负异常通常被认为是俯冲环境下岩浆的特征(Chalapathi Rao et al., 2010),因此该岩石源区的交代富集很可能与俯冲事件有关而与深部对流地幔无关(Zhang et al., 2013)。另外, Foley et al. (2013)使用不同类型岩浆成因橄榄石的 Ni-Co 和 Ni-Sc 识别出两种不同的趋势:一种是以洋岛玄武岩橄榄石为代表的与 Ni 呈正相关的“大洋”趋势,代表地幔源区含有俯冲洋壳加入而形成的辉石岩组分;一种是以金伯利岩和大陆碱性岩(包括钾镁煌斑岩、苦橄岩和地幔柱相关的大陆碱性岩)呈负相关的“造山”趋势,代表地幔源区含有再循环大陆沉积物加入形成的含金云母辉石岩组分。瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中斑晶橄榄石的 Sc 与 Ni 显示了弱的正相关(图 11b),但 Co 与 Ni 之间没有明显的相关性(图 11c),亦表明是俯冲洋壳加入源区的结果。基于以上证据,我们认为这种交代介质很有可

能是来自俯冲洋壳的熔体, 而受交代的含 PIC 型脉体的岩石圈地幔在碳酸盐化地幔柱作用下发生低程度部分熔融产生方解霞黄煌岩岩浆。基于瓦吉里塔格方解霞黄煌岩和碳酸岩紧密的时空产出关系以及两者相似的 Sr-Nd-C 同位素, Wang et al. (2021b) 提出两者来自同一母岩浆, 因此碳酸岩可能是原始方解霞黄煌岩岩浆通过进一步硅酸盐-碳酸盐熔体不混熔分离形成。



文献数据、大陆碱性岩石、Kaalpvaal 克拉通橄辉岩、钾镁煌斑岩(金云母-辉石岩)和 OIB(干辉石岩)来源于 Wang et al. (2021a); 峨眉山苦橄岩来源于张磊等(2022); Ugandites 引自 Foley et al. (2009)。

图 11 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中橄榄石斑晶的 Ti-Ca(a)、Ni-Sc(b)和 Ni-Co(c)和相关关系图

Fig.11 Ti vs. Ca (a), Ni vs. Sc (b) and Ni vs. Co (c) diagrams for olivine in the Wajilitag aillikites

5.5 对大陆板内深部碳循环的启示

碳是地球上最重要的元素之一, 其中 90% 存储于地球内部(Orcutt et al., 2019)。地球深部储库控制着地表碳汇的规模和范围, 当碳以不同形式及存在状态在这些深部储库中转换时也就构成了地球深部碳循环。近些年来, 地球深部碳循环问题受到了越来越多的关注, 特别是关于通过地幔部分熔融和岩浆去气过程返回到大气碳排放量与地表沉积碳被俯冲循环进入深部地幔的碳输入量的长周期碳循环是否平衡一直是争议的焦点(Kelemen and Manning, 2015)。这些分歧出现的根本原因在于确定俯冲过程中碳(以有机和无机化合物的形式存在)在板片来源流体中转移量以及俯冲板片携带的地表碳能否被带入深部地幔具有挑战性(Beunon et al., 2020)。

大火成岩省是指在板内构造环境中短时间内(大多为 5~10 Ma, 最高可达 50 Ma), 由于持续或脉动式岩浆作用形成的大规模(面积 $>1 \times 10^5 \text{ km}^2$, 岩浆量 $>1 \times 10^5 \text{ km}^3$) 岩浆岩建造(Bryan and Ernst, 2008)。在岩石类型上, 它们由多种成分的火成岩组成, 主要包括溢流玄武岩、流纹岩和少量强碱性岩石(比如金伯利岩、碳酸岩和煌斑岩; Black and Gibson, 2019; 张招崇等, 2022)。这些碱性和碳酸岩岩浆通常与大火成岩省中的溢流玄武岩相联系, 证明了深部碳循环在大火成岩省岩浆形成中起到了关键作用(Black and Gibson, 2019)。Huang et al. (2011) 对夏威夷热点地区的 Koolau 拉斑玄武岩 Ca 同位素研究表明, 其呈现出比 OIB ($\delta^{44/40}\text{Ca}=0.82\text{‰} \pm 0.07\text{‰}$; Chen et al., 2022) 更低的 Ca 同位素组成 ($\delta^{44/40}\text{Ca}=0.75\text{‰} \sim 0.77\text{‰}$), 因此认为古老再循环的碳酸盐是地幔柱的重要组成部分。但是, Tian et al. (2017) 基于峨眉山大火成岩省晚二叠世玄武岩与正常地幔类似的 Mg 同位素组成 ($\delta^{26}\text{Mg}=-0.35\text{‰} \sim -0.19\text{‰}$), 认为非常有限 (<2%) 的再循环沉积碳酸盐进入其地幔源区。Yang and Liu (2019) 进一步发现峨眉山大火成岩省苦橄岩具有明显偏重的 Zn 同位素组成 ($\delta^{66}\text{Zn}=0.33\text{‰} \pm 0.05\text{‰}$), 模拟计算表明其岩浆源区存在 ~15% 的再循环洋壳物质(榴辉岩), 没有或者仅有少量碳酸盐岩再循环进入下地幔。由此可见, 再循环的碳酸盐岩能否进入大火成岩省的地幔源区仍存在争议。此外, 在大火成岩省形成过程中通过脱气作用所释放的碳的来源也有不同的认识, 潜在的储库包括对流地幔、岩石圈地幔和地壳(Black and Gibson, 2019)。作为 4 个目前被识别出的环特提斯早二叠世大火成岩省之一, 塔里木大火成岩省岩浆喷发过程中的持续脱气作用

可能也对 295~280 Ma 这段时期大气圈中 CO_2 增加和全球变暖有所贡献(Zhang and Torsvik, 2022)。前已述及,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩主要起源于受碳酸盐改造的地幔柱源区并伴随有岩石圈地幔混染,暗示其源区有可能存在再循环的碳酸盐岩。由于沉积碳酸盐具有强氧化性,俯冲再循环的沉积碳酸盐进入深部地幔可能造成地幔局部氧化,并影响后期幔源岩浆氧逸度(Yu et al., 2021)。由于铬尖晶石和橄榄石是从幔源熔体中结晶出的最早的矿物相,本文基于橄榄石和铬尖晶石之间 Fe-Mg 离子交换平衡利用共生的斑晶橄榄石-尖晶石矿物对(Ballhaus et al., 1991),计算出方解霞黄煌岩岩浆初始结晶时的氧逸度为 $\text{FMQ}+2.16\sim\text{FMQ}+2.54$,与地幔柱原始岩浆的高氧逸度值相近($>\text{FMQ}+2$; Moussallam et al., 2019),也反映其可能来自碳酸盐化的、氧化的地幔源区。根据地幔区域温度压力不同,碳酸盐矿物的稳定形态会发生改变(Dasgupta and Hirschmann, 2010)。在较浅的深度($<90\sim 120$ km),富 Ca 碳酸盐(方解石)是稳定的;在中等深度下($60\sim 120$ km),白云石是稳定的;在更深的区域($120\sim 150$ km),则转变为以菱镁矿为主的碳酸盐(陈雪倩和张立飞, 2023)。因此,如果瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的最小初熔深度为 ~ 150 km,则地幔源区所含碳酸盐是菱镁矿。这一理论推测结果与 Mg-Sr 同位素约束的瓦吉里塔格方解霞黄煌岩源区的碳酸盐矿物种属(菱镁矿:白云石=4:1; Cheng et al., 2018)基本吻合。基于瓦吉里塔格方解霞黄煌岩全岩和钙钛矿、金云母的 Nd 同位素以及斜锆石的 Hf 同位素计算的模式年龄为 579~763 Ma(Zhang et al., 2013; Wang et al., 2022a; 本文),暗示俯冲再循环物质改造深部地幔柱发生在新元古代。由于地球动力学模型表明俯冲板片俯冲到核幔边界再返回到地球表面至少需要 250~300 Ma 的时间,所以新元古代富含碳酸盐岩的沉积物俯冲 250~300 Ma 后再成为岩浆喷发,恰好可以解释瓦吉里塔格方解霞黄煌岩的出现(Giuliani et al., 2022)。

综上所述,本文针对瓦吉里塔格方解霞黄煌岩提出以下两阶段成因模型:① 新元古代,南天山洋向南俯冲到塔里木克拉通之下(Zhu et al., 2011; Ge et al., 2012; Zhang et al., 2012),含有碳酸盐沉积物的洋壳向下俯冲进入地幔,一部分富钙碳酸盐矿物(主要为方解石和白云石)在俯冲早期阶段随板片脱水作用产生的熔/流体进入岩石圈地幔的下部,改造了岩石圈地幔的组成(Cheng et al., 2018)。之后,俯冲板片携带的碳酸盐矿物随着俯冲深度($120\sim 150$ km)

的不断增加向菱镁矿转变,也有可能对软流圈地幔造成一定的影响;② $ca. 300$ Ma,俯冲洋壳与碳酸盐矿物一起发生低程度熔融产生碳酸盐化硅酸盐熔体,这些熔体在向上迁移过程中与周围地幔发生不同程度相互作用并在冷的岩石圈地幔底部固结形成 PIC 型交代脉。作为地幔柱-岩石圈相互作用的响应,受菱镁矿改造的地幔柱与岩石圈地幔中 PIC 型交代矿物的共同熔融产生了原始的方解霞黄煌岩熔体,并通过进一步发生不混熔作用形成碳酸岩。 CO_2 通过以巴楚为中心的放射状裂谷以及相关的火山和构造岩浆系统的脱气作用被输送到大气中(Gernon et al., 2022)。

6 结 论

(1) 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩具有与弧玄武岩类似的微量元素特征,表现为富集轻稀土元素、大离子亲石元素但亏损高场强元素,具有强烈的 K、P、Ti、Nb-Ta、Zr-Hf 负异常,同时显示出适度富集的 Sr-Nd-Pb 同位素成分。

(2) 全岩的微量元素和同位素成分表明,瓦吉里塔格方解霞黄煌岩可能是交代富集的岩石圈地幔和地幔柱(含俯冲的洋壳)共同作用的结果。斑晶橄榄石高 Mn/Zn($11.1\sim 16.4$)、 $100\times\text{Mn}/\text{Fe}$ ($1.02\sim 3.29$)和 $10000\times\text{Zn}/\text{Fe}$ 值($10.6\sim 23.0$),结合它们的高 Ni、低 Ca 和 Li 含量,表明这些方解霞黄煌岩来源于少量再循环洋壳进入橄榄岩源区形成的混合地幔源区,可能为含有碳酸盐化富金云母的辉石岩交代脉的橄榄岩源区。

(3) 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩为板内深部碳循环提供了坚实的证据。

致谢:全岩微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素测试得到中国科学院广州地球化学研究所刘海泉副研究员和马金龙正高级工程师的大力帮助,中国地质大学张招崇教授和另一名匿名评审专家对本文提出了建设性的修改意见,在此一并表示感谢。

文中附表详见 <http://www.ddgzyckx.com/> 或 <https://www.cnki.net/>。

参考文献(References):

鲍佩声,苏犁,翟庆国,肖序常. 2009. 新疆巴楚地区金伯利质角砾橄榄岩物质组成及含矿性研究. 地质学报, 83(9): 1276-1301.

- 陈雪倩, 张立飞. 2023. 碳的固定、运输、转移和排放过程: 对地球深部碳循环的启示. *地学前缘*, 30(3): 313–339.
- 程志国. 2016. 塔里木大火成岩省金伯利质岩石-霞石岩-碳酸岩研究. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文: 1–182.
- 杜品龙. 1983. 新疆巴楚县瓦吉里塔格金伯利岩岩体地质特征简介. *新疆地质*, 1(2): 55–63.
- 何德涛, 刘勇胜, 陈春飞. 2017. 俯冲作用过程中沉积碳酸盐岩的深部地幔再循环: 证据和作用. *矿物岩石地球化学通报*, 36(2): 228–236.
- 贾建造. 1997. 中国塔里木盆地构造特征与油气. 北京: 石油工业出版社: 1–295.
- 姜常义, 张蓬勃, 卢登荣, 白开寅. 2004. 新疆塔里木板块西部瓦吉里塔格地区二叠纪超镁铁岩的岩石成因与岩浆源区. *岩石学报*, 20(6): 1433–1444.
- 励音骐, 厉子龙, 孙亚莉, 陈汉林, 杨树锋, 余星. 2010. 塔里木瓦吉里塔格超镁铁质隐爆角砾岩铂族元素和微量元素地球化学特征及其岩石成因探讨. *岩石学报*, 26(11): 3307–3318.
- 刘秉翔, 张招崇, 程志国. 2021. 煌斑岩的分类、特征及成因. *地质学报*, 95(2): 292–316.
- 刘勇胜, 陈春飞, 何德涛, 陈唯. 2019. 俯冲带地球深部碳循环作用. *中国科学: 地球科学*, 49(12): 1982–2003.
- 王长红. 2020. 塔里木大火成岩省方解霞黄煌岩岩石成因研究. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文: 1–161.
- 王懿圣, 苏犁. 1987. 新疆巴楚瓦吉里塔格“金伯利岩”岩石矿物特征及与某些相关地区对比. *中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊*, 15: 47–56.
- 徐义刚, 郭正府, 刘嘉麒. 2020. 中国火山学和地球内部化学研究进展与展望(2011~2020年). *矿物岩石地球化学通报*, 39(4): 683–696.
- 张磊, 任钟元, 张乐. 2022. 峨眉山大火成岩省平川苦橄岩地幔源区性质——来自橄榄石微量元素的制约. *大地构造与成矿学*, 46(1): 112–131.
- 张招崇, 朱江, 程志国, 魏博雯, 侯通, 张宏罗, 谢秋红. 2022. 大火成岩省的类型、成因及其地球系统意义. *地质学报*, 96(12): 4057–4090.
- Baker J, Peate D, Waight T, Meyzen C. 2004. Pb isotopic analysis of standards and samples using a ^{207}Pb - ^{204}Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 211(3–4): 275–303.
- Ballhaus C, Berry R F, Green D H. 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(1): 27–40.
- Basu A R. 1978. Trace elements and Sr-isotopes in some mantle-derived hydrous minerals and their significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(6): 659–668.
- Beswick A E. 1976. K and Rb relations in basalts and other mantle derived materials. Is phlogopite the key? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(10): 1167–1183.
- Beunon H, Mattielli N, Doucet L S, Moine B, Debret B. 2020. Mantle heterogeneity through Zn systematics in oceanic basalts: Evidence for a deep carbon cycling. *Earth-Science Reviews*, 205, 103174.
- Black B A, Gibson S A. 2019. Deep carbon and the life cycle of large igneous provinces. *Elements*, 15(5): 319–324.
- Blacker K J, Wang Z C, Zhang Z C, Reichow M K. 2021. New estimates on the basalt volume of the Tarim (not so large) Igneous Province, NW China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12), e2021JB022061.
- Brenker F E, Vollmer C, Vincze L, Vekemans B, Szymanski A, Janssens K, Szaloki I, Nasdala L, Joswig W, Kaminsky F. 2007. Carbonates from the lower part of transition zone or even the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1–2): 1–9.
- Brey G P. 1978. Origin of olivine melilitites — Chemical and experimental constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(1–2): 61–88.
- Brey G P, Bulatov V K, Gimis A V, Lahaye Y. 2008. Experimental melting of carbonated peridotite at 6–10 GPa. *Journal of Petrology*, 49(4): 797–821.
- Bryan S E, Ernst R E. 2008. Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, 86(1–4): 175–202.
- Cai R H, Liu J G, Pearson D G, Li D X, Xu Y, Liu S G, Chu Z Y, Chen L H, Li S G. 2021. Oxidation of the deep big mantle wedge by recycled carbonates: Constraints from highly siderophile elements and osmium isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 295: 207–223.
- Cao J, Wang C Y, Xing C M, Xu Y G. 2014. Origin of the early Permian Wajilitag igneous complex and associated Fe-Ti oxide mineralization in the Tarim large igneous province, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 84: 51–68.
- Chalapathi Rao N V, Kamde G, Kale H S, Dongre A. 2010. Petrogenesis of the Mesoproterozoic lamproites from the Krishna valley, eastern dharwar craton, Southern India. *Precambrian Research*, 177(1–2): 103–130.
- Chauvel C, McDonough W, Guille G, Maury R, Duncan R. 1997. Contrasting old and young volcanism in Rurutu

- Island, Austral chain. *Chemical Geology*, 139(1–4): 125–143.
- Chen X G, Wang J Q, Cao H G, Wu J Y, Li X H, Ding Y, Zhu Z M, Li Z G. 2022. No measurable calcium isotopic variations of back-arc lavas across the Okinawa Trough. *Marine Geology*, 452, 106903.
- Cheng Z G, Zhang Z C, Hou T, Santosh M, Zhang D Y, Ke S. 2015. Petrogenesis of nephelinites from the Tarim Large Igneous Province, NW China: Implications for mantle source characteristics and plume-lithosphere interaction. *Lithos*, 220: 164–178.
- Cheng Z G, Zhang Z C, Santosh M, Hou T, Zhang D Y. 2014. Carbonate- and silicate-rich globules in the kimberlitic rocks of northwestern Tarim large igneous province, NW China: Evidence for carbonated mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences*, 95: 114–135.
- Cheng Z G, Zhang Z C, Wang Z C, Jin Z L, Hao J H, Jin L, Santosh M. 2022. Petrogenesis of continental intraplate alkaline basalts in the Tuoyun Basin, Western Central Asian Orogenic Belt: Implications for deep carbon recycling. *Journal of Petrology*, 63(9), egac088.
- Cheng Z G, Zhang Z C, Wang Z C, Wang F Y, Mao Q, Xu L J, Ke S, Yu H M, Santosh M. 2020. Petrogenesis of transitional large igneous province: Insights from bimodal volcanic suite in the Tarim large igneous province. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(5), e2019JB018382.
- Cheng Z G, Zhang Z C, Xie Q H, Hou T, Ke S. 2018. Subducted slab-plume interaction traced by magnesium isotopes in the northern margin of the Tarim Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 489: 100–110.
- Choi E, Fiorentini M L, Giuliani A, Foley S F, Maas R, Graham S. 2021. Petrogenesis of Proterozoic alkaline ultramafic rocks in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Gondwana Research*, 93: 197–217.
- Coltice N, Simon L, Lécuyer C. 2004. Carbon isotope cycle and mantle structure. *Geophysical Research Letters*, 31, L05603.
- Dasgupta R. 2013. Ingassing, storage, and outgassing of terrestrial carbon through geologic time. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 75(1): 183–229.
- Dasgupta R, Hirschmann M M. 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1–2): 1–13.
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Withers A C. 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(1–2): 73–85.
- Davis F A, Humayun M, Hirschmann M M, Cooper R S. 2013. Experimentally determined mineral/melt partitioning of first-row transition elements (FRTE) during partial melting of peridotite at 3 GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104: 232–260.
- Dawson J. 1980. *Kimberlites and Their Xenoliths*. Springer, Berlin.
- De Hoog J C M, Gall L, Cornell D H. 2010. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1–4): 196–215.
- DePaolo D J, Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169(1–2): 157–185.
- DePaolo D J, Wasserburg G J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5): 249–252.
- Downes H, Balaganskaya E, Beard A, Liferovich R, Demaiffe D. 2005. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review. *Lithos*, 85(1–4): 48–75.
- Eguchi J, Dasgupta R. 2018. Redox state of the convective mantle from CO₂-trace element systematics of oceanic basalts. *Geochemical Perspectives Letters*: 17–21.
- Ernst R E, Bell K. 2010. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 98(1–4): 55–76.
- Fiorentini M L, O'Neill C, Giuliani A, Choi E, Maas R, Pirajno F, Foley S. 2020. Bushveld superplume drove Proterozoic magmatism and metallogenesis in Australia. *Scientific Reports*, 10(1), 19729.
- Fitzpayne A, Giuliani A, Maas R, Hergt J, Janney P, Phillips D. 2019. Progressive metasomatism of the mantle by kimberlite melts: Sr-Nd-Hf-Pb isotope compositions of MARID and PIC minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 509: 15–26.
- Foley S F. 1990. A review and assessment of experiments on kimberlites, lamproites and lamprophyres as a guide to their origin. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 99: 57–80.
- Foley S F. 2011. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time. *Journal of Petrology*, 52(7–8): 1363–1391.
- Foley S F, Andronikov A V, Melzer S. 2002. Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of

- Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland. *Mineralogy and Petrology*, 74(2): 361–384.
- Foley S F, Fischer T P. 2017. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle. *Nature Geoscience*, 10: 897–902.
- Foley S F, Pintér Z. 2018. Primary melt compositions in the Earth's mantle//Kono Y, Sanloup C. *Magma Under Pressure*. Amsterdam: Elsevier: 3–42.
- Foley S F, Prelević D, Rehfeldt T, Jacob D E. 2013. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 363: 181–191.
- Foley S F, Yaxley G M, Rosenthal A, Buhre S, Kiseeva E S, Rapp R P, Jacob D E. 2009. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar. *Lithos*, 112: 274–283.
- Gale A, Dalton C A, Langmuir C H, Su Y J, Schilling J G. 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3): 489–518.
- Gavrilenko M, Herzberg C, Vidito C, Carr M J, Tenner T, Ozerov A. 2016. A calcium in-olivine geothermometer and its application to subduction zone magmatism. *Journal of Petrology*, 57(9): 1811–1832.
- Ge R F, Zhu W B, Wu H L, Zheng B H, Zhu X Q, He J W. 2012. The Paleozoic northern margin of the Tarim Craton: Passive or active? *Lithos*, 142: 1–15.
- Gernon T M, Barr R, Fitton J G, Hincks T K, Keir D, Longman J, Merdith A S, Mitchell R N, Palmer M R. 2022. Transient mobilization of subcrustal carbon coincident with Palaeocene-Eocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, 15: 573–579.
- Gervasoni F, Klemme S, Rohrbach A, Grützner T, Berndt J. 2017. Experimental constraints on mantle metasomatism caused by silicate and carbonate melts. *Lithos*, 282–283: 173–186.
- Gibson S A, Thompson R N, Dickin A P. 2000. Ferropicrites: Geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(3–4): 355–374.
- Giuliani A, Drysdale R N, Woodhead J D, Planavsky N J, Phillips D, Hergt J, Griffin W L, Oesch S, Dalton H, Davies G R. 2022. Perturbation of the deep-Earth carbon cycle in response to the Cambrian Explosion. *Science Advances*, 8(9), eabj1325.
- Giuliani A, Pearson D G, Soltys A, Dalton H, Phillips D, Foley S F, Lim E, Goemann K, Griffin W L, Mitchell R H. 2020. Kimberlite genesis from a common carbonate-rich primary melt modified by lithospheric mantle assimilation. *Science Advances*, 6(17), eaaz0424.
- Gleeson M L M, Gibson S A. 2019. Crustal controls on apparent mantle pyroxenite signals in ocean-island basalts. *Geology*, 47(4): 321–324.
- Green T H, Green D H, Ringwood A E. 1967. The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 2(1): 41–51.
- Guo Z J, Yin A, Robinson A, Jia C Z. 2005. Geochronology and geochemistry of deep-drill-core samples from the basement of the Central Tarim Basin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(1): 45–56.
- Hammouda T, Keshav S. 2015. Melting in the mantle in the presence of carbon: Review of experiments and discussion on the origin of carbonatites. *Chemical Geology*, 418: 171–188.
- Hauri E H, Wagner T P, Grove T L. 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117(1–4): 149–166.
- He D T, Liu Y S, Chen C F, Foley S F, Ducea M N. 2020. Oxidization of the mantle caused by sediment recycling may contribute to the formation of iron-rich mantle melts. *Science Bulletin*, 65(7): 519–521.
- Howarth G H. 2018. Olivine megacryst chemistry, Monastery kimberlite: Constraints on the mineralogy of the HIMU mantle reservoir in Southern Africa. *Lithos*, 314: 658–668.
- Howarth G H, Harris C. 2017. Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in Southern Africa using olivine chemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 475: 143–151.
- Hu Z C, Liu Y S, Chen L, Zhou L, Li M, Zong K Q, Zhu L Y, Gao S. 2011. Contrasting matrix induced elemental fractionation in NIST SRM and rock glasses during laser ablation ICP-MS analysis at high spatial resolution. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(2): 425–430.
- Huang H, Zhang Z C, Santosh M, Zhang D Y, Zhao Z D, Liu J L. 2013. Early Paleozoic tectonic evolution of the South Tianshan collisional belt: Evidence from geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the Tie'reke monzonite pluton, Northwest China. *The Journal of Geology*, 121(4): 401–424.

- Huang S C, Farkaš J, Jacobsen S B. 2011. Stable calcium isotopic compositions of Hawaiian shield lavas: Evidence for recycling of ancient marine carbonates into the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(17): 4987–4997.
- Jacobsen S B, Wasserburg G J. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 139–155.
- Kamenetsky V S, Maas R, Kamenetsky M B, Yaxley G M, Ehrig K, Zellmer G F, Bindeman I N, Sobolev A V, Kuzmin D V, Ivanov A V, Woodhead J, Schilling J G. 2017. Multiple mantle sources of continental magmatism: Insights from “high-Ti” picrites of Karoo and other large igneous provinces. *Chemical Geology*, 455: 22–31.
- Kaminsky F V, Ryabchikov I D, Wirth R. 2016. A primary natrocarbonatitic association in the Deep Earth. *Mineralogy and Petrology*, 110(2): 387–398.
- Kelemen P B, Manning C E. 2015. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*, 112(30): E3997–E4006.
- Kerr A C, Khan M, Mahoney J J, Nicholson K N, Hall C M. 2010. Late Cretaceous alkaline sills of the South Tethyan suture zone, Pakistan: Initial melts of the Réunion hotspot? *Lithos*, 117(1–4): 161–171.
- Kong W L, Zhang Z C, Cheng Z G, Liu B X, Santosh M, Wei B W, Ke S, Xu L J, Zhang X C. 2022. Mantle source of tephritic porphyry in the Tarim Large Igneous Province constrained from Mg, Zn, Sr, and Nd isotope systematics: Implications for deep carbon cycling. *Geological Society of America Bulletin*, 134(1–2): 487–500.
- Kong W L, Zhang Z C, Zhang D Y, Wang C H, Santosh M, Liu B X, Wei B W. 2023. New insights into deep carbon recycling and formation of nepheline-bearing alkaline rocks from Sr-Nd-Mg isotope compositions. *Geological Society of America Bulletin*, 135(5–6): 1530–1546.
- La Flèche M R, Camiré G, Jenner G A. 1998. Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Québec, Canada. *Chemical Geology*, 148(3–4): 115–136.
- Lan C Y, Tao R B, Huang F, Jiang R Z, Zhang L F. 2023. High-pressure experimental and thermodynamic constraints on the solubility of carbonates in subduction zone fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, 603, 117989.
- Lassiter J C, Blichert-Toft J, Hauri E H, Barszczus H G. 2003. Isotope and trace element variations in lavas from Raivavae and Rapa, Cook-Austral Islands: Constraints on the nature of HIMU- and EM-mantle and the origin of mid-plate volcanism in French Polynesia. *Chemical Geology*, 202(1–2): 115–138.
- Le Roux V, Lee C T A, Turner S J. 2010. Zn/Fe systematics in mafic and ultramafic systems: Implications for detecting major element heterogeneities in the Earth’s mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(9): 2779–2796.
- Li D X, Yang S F, Chen H L, Cheng X G, Li K, Jin X L, Li Z L, Li Y Q, Zou S Y. 2014. Late Carboniferous crustal uplift of the Tarim plate and its constraints on the evolution of the Early Permian Tarim Large Igneous Province. *Lithos*, 204: 36–46.
- Li S G, Yang W, Ke S, Meng X N, Tian H C, Xu L J, He Y S, Huang J, Wang X C, Xia Q K, Sun W D, Yang X Y, Ren Z Y, Wei H Q, Liu Y S, Meng F C, Yan J. 2017. Deep carbon cycles constrained by a large-scale mantle Mg isotope anomaly in Eastern China. *National Science Review*, 4: 111–120.
- Li X H, Li Z X, Wingate M T D, Chung S L, Liu Y, Lin G C, Li W X. 2006. Geochemistry of the 755 Ma Mundine Well dyke swarm, Northwestern Australia: Part of a Neoproterozoic mantle superplume beneath Rodinia? *Precambrian Research*, 146(1–2): 1–15.
- Li Z L, Chen H L, Song B, Li Y Q, Yang S F, Yu X. 2011. Temporal evolution of the Permian large igneous province in Tarim Basin in Northwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(5): 917–927.
- Lightfoot P C, Hawkesworth C J, Hergt J, Naldrett A J, Gorbachev N S, Fedorenko V A, Doherty W. 1993. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: Major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril’sk District, Siberian Trap, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(2): 171–188.
- Liu J, Xia Q K, Kuritani T, Hanski E, Yu H R. 2017. Mantle hydration and the role of water in the generation of large igneous provinces. *Nature Communications*, 8(1), 1824.
- Liu L H, Zhang Z C, Cheng Z G, Santosh M, Liu B X, Li H X. 2021. Ultramafic xenoliths from aillikites in the Tarim large igneous province: Implications for Alaskan-type affinity and role of subduction. *Lithos*, 380, 105902.
- Liu S G, Wang Z Z, Li S G, Huang J, Yang W. 2016. Zinc isotope evidence for a large-scale carbonated mantle beneath Eastern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 444: 169–178.

- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1–2): 34–43.
- Liu Z R, Shea J J, Foley S F, Bussweiler Y, Rohrbach A, Klemme S, Berndt J. 2021. Clarifying source assemblages and metasomatic agents for basaltic rocks in Eastern Australia using olivine phenocryst compositions. *Lithos*, 390, 106122.
- Long X P, Yuan C, Sun M, Kröner A, Zhao G C, Wilde S, Hu A Q. 2011. Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: Evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China. *Precambrian Research*, 187(1–2): 1–14.
- Lv M D, Dorfman S M, Badro J, Borensztajn S, Greenberg E, Prakapenka V B. 2021. Reversal of carbonate-silicate cation exchange in cold slabs in Earth's lower mantle. *Nature Communications*, 12(1), 1712.
- Ma L T, Dai L Q, Zhao Z F, Huang F, Gong B. 2023. Distinct contribution of aqueous solutions and hydrous melts to the mantle sources: Geochemical evidence from Late Paleozoic igneous rocks in Southwestern Tianshan, Western China. *Lithos*, 438, 107012.
- McArthur J M. 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova*, 6: 331–358.
- McDonough W, Sun S S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253.
- Mitchell R. 1995. Kimberlites, Orangeites and Related Rocks. Springer New York: 1–410.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55–76.
- Moussallam Y, Longpré M A, McCammon C, Gómez-Ulla A, Estelle F, Rose-Koga E, Scaillet B, Peters N, Gennaro E, Paris R, Oppenheimer C. 2019. Mantle plumes are oxidised. *Earth and Planetary Science Letters*, 527, 115798.
- Niu X L, Chen B, Feng G Y, Liu F, Yang J S. 2017. Origin of lamprophyres from the northern margin of the North China Craton: Implications for mantle metasomatism. *Journal of the Geological Society*, 174(2): 353–364.
- Nosova A A, Kargin A V, Sazonova L V, Dubinina E O, Chugaev A V, Lebedeva N M, Yudin D S, Larionova Y O, Abersteiner A, Gareev B I, Batalin G A. 2020. Sr-Nd-Pb isotopic systematic and geochronology of ultramafic alkaline magmatism of the southwestern margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the sub-continental lithospheric mantle related to subduction and plume events. *Lithos*, 364, 105509.
- Nosova A A, Sazonova L V, Kargin A V, Smirnova M D, Lapin A V, Shcherbakov V D. 2018. Olivine in ultramafic lamprophyres: Chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(7), 55.
- Nowell G M, Pearson D G, Bell D R, Carlson R W, Smith C B, Kempton P D, Noble S R. 2004. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions. *Journal of Petrology*, 45(8): 1583–1612.
- O'Reilly S Y, Griffin W L. 2013. Mantle metasomatism // Harlov D E, Austrheim H. Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock, Lecture Notes in Earth System Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag: 471–533.
- Ogunbuyi P I, Janney P E, Harris C. 2022. Carbonatite, aillikite and olivine melilitite from Zandkopsdrift, Namaqualand, South Africa: Constraints on the origin of an unusual lamprophyre-dominated carbonatite complex and the nature of its mantle source. *Lithos*, 418, 106678.
- Orcutt B N, Daniel I, Dasgupta R, Crist D T, Edmonds M. 2019. Introduction to Deep carbon: Past to present // Orcutt B N, Daniel I, Dasgupta R. Deep Carbon. Cambridge: Cambridge University Press: 1–3.
- Orejana D, Villaseca C, Billström K, Paterson B A. 2008. Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within Western Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(4): 477–500.
- Pandey R, Chalapathi Rao N V, Dhote P, Pandit D, Choudhary A K, Sahoo S, Lehmann B. 2018. Rift-associated ultramafic lamprophyre (damtjernite) from the middle part of the Lower Cretaceous (125 Ma) succession of Kutch, Northwestern India: Tectonomagmatic implications. *Geoscience Frontiers*, 9(6): 1883–1902.
- Pandey R, Pandey A, Chalapathi Rao N V, Belyatsky B, Choudhary A K, Lehmann B, Pandit D, Dhote P. 2019. Petrogenesis of end-Cretaceous/Early Eocene lamprophyres from the Deccan Large Igneous Province: Constraints on plume-lithosphere interaction and the post-Deccan lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath NW India. *Lithos*, 346, 105139.
- Pearce J A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4): 14–48.
- Pfänder J A, Münker C, Stracke A, Mezger K. 2007. Nb/Ta

- and Zr/Hf in ocean island basalts — Implications for crust-mantle differentiation and the fate of Niobium. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(1–2): 158–172.
- Raeisi D, Gholoizade K, Nayebi N, Babazadeh S, Nejadhadad M. 2019. Geochemistry and mineral composition of lamprophyre dikes, Central Iran: Implications for petrogenesis and mantle evolution. *Journal of Earth System Science*, 128(3), 74.
- Rock N M S. 1991. Lamprophyres. Blackie, Glasgow.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust // Schlesinger W H. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier: 1–64.
- Sarkar S, Giuliani A, Phillips D, Howarth G H, Ghosh S, Dalton H. 2022. Sublithospheric melt input in cratonic lamproites. *Geology*, 50(11): 1296–1300.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, Yaxley G M, Arndt N T, Chung S L, Danyushevsky L V, Elliott T, Frey F A, Garcia M O, Gurenko A A, Kamenetsky V S, Kerr A C, Krivolutskaya N A, Matvienkov V V, Nikogosian I K, Rocholl A, Sigurdsson I A, Sushchevskaya N M, Teklay M. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316(5823): 412–417.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, Nikogosian I K. 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434(7033): 590–597.
- Song W L, Xu C, Chakhmouradian A R, Kynicky J, Huang K J, Zhang Z L. 2017. Carbonatites of Tarim (NW China): First evidence of crustal contribution in carbonatites from a large igneous province. *Lithos*, 282: 1–9.
- Song W L, Xu C, Smith M P, Kynicky J, Yang J K, Liu T T, Jing D L. 2023. Origin of heavy rare earth element enrichment in carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 362: 115–126.
- Stagno V, Ojwang D O, McCammon C A, Frost D J. 2013. The oxidation state of the mantle and the extraction of carbon from Earth's interior. *Nature*, 493(7430): 84–88.
- Stracke A. 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. *Chemical Geology*, 330: 274–299.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Talukdar D, Pandey A, Chalapathi Rao N V, Kumar A, Pandit D, Belyatsky B, Lehmann B. 2018. Petrology and geochemistry of the Mesoproterozoic Vattikod lamproites, Eastern Dharwar Craton, Southern India: Evidence for multiple enrichment of sub-continental lithospheric mantle and links with amalgamation and break-up of the Columbia supercontinent. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(8), 67.
- Tanaka T, Togashi S, Kamioka H, Amakawa H, Kagami H, Hamamoto T, Yuhara M, Orihashi Y, Yoneda S, Shimizu H, Kunimaru T, Takahashi K, Yanagi T, Nakano T, Fujimaki H, Shinjo R, Asahara Y, Tanimizu M, Dragusanu C. 2000. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3–4): 279–281.
- Tao R B, Fei Y W. 2021. Recycled calcium carbonate is an efficient oxidation agent under deep upper mantle conditions. *Communications Earth & Environment*, 2, 45.
- Tappe S, Foley S F, Jenner G A, Heaman L M, Kjarsgaard B A, Romer R L, Stracke A, Joyce N, Hoefs J. 2006. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at aillik bay, Labrador: A consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. *Journal of Petrology*, 47(7): 1261–1315.
- Tappe S, Foley S F, Jenner G A, Kjarsgaard B A. 2005. Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: Rationale and implications. *Journal of Petrology*, 46(9): 1893–1900.
- Tappe S, Foley S F, Kjarsgaard B A, Romer R L, Heaman L M, Stracke A, Jenner G A. 2008. Between carbonatite and lamproite — Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(13): 3258–3286.
- Tappe S, Jenner G A, Foley S F, Heaman L, Besserer D, Kjarsgaard B A, Ryan B. 2004. Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos*, 76(1–4): 491–518.
- Thomson A R, Walter M J, Kohn S C, Brooker R A. 2016. Slab melting as a barrier to deep carbon subduction. *Nature*, 529(7584): 76–79.
- Tian H C, Yang W, Li S G, Ke S. 2017. Could sedimentary carbonates be recycled into the lower mantle? Constraints from Mg isotopic composition of Emeishan basalts. *Lithos*, 292: 250–261.
- Tian W, Campbell I H, Allen C M, Guan P, Pan W Q, Chen M M, Yu H J, Zhu W P. 2010. The Tarim picrite-basalt-rhyolite suite, a Permian flood basalt from Northwest China with contrasting rhyolites produced by fractional

- crystallization and anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(3): 407–425.
- Veter M, Foley S F, Mertz-Kraus R, Groschopf N. 2017. Trace elements in olivine of ultramafic lamprophyres controlled by phlogopite-rich mineral assemblages in the mantle source. *Lithos*, 292: 81–95.
- Wang C H, Zhang Z C, Giuliani A, Cai R H, Cheng Z G, Liu J G. 2022a. New insights into the mantle source of a large igneous province from highly siderophile element and Sr-Nd-Os isotope compositions of carbonate-rich ultramafic lamprophyres. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 326: 77–96.
- Wang C H, Zhang Z C, Giuliani A, Cheng Z G, Liu B X, Kong W L. 2021a. Geochemical and O-C-Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenetic link between aillikites and carbonatites in the Tarim large igneous province. *Journal of Petrology*, 62(5), egab017.
- Wang C H, Zhang Z C, Giuliani A, Demouchy S, Thoraval C, Krmíček L, Bo H Z, Zhang W F, Xia X P. 2022b. Hydrogen concentrations and He isotopes in olivine from ultramafic lamprophyres provide new constraints on a wet Tarim plume and earth's deep water cycle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(12), e2022JB024961.
- Wang C H, Zhang Z C, Xie Q H, Cheng Z G, Kong W L, Liu B X, Santosh M, Jin S K. 2021b. Olivine from aillikites in the Tarim large igneous province as a window into mantle metasomatism and multi-stage magma evolution. *American Mineralogist*, 106(7): 1064–1076.
- Wang Z C, Zhang Z C, Reichow M K, Tian W, Kong W L, Liu B X. 2022c. Tracing decarbonated eclogite in the mantle sources of Tarim continental flood basalts using Zn isotopes. *Geological Society of America Bulletin*, <https://doi.org/10.1130/B36502.1>.
- Wei X, Xu Y G, He B, Zhang L, Xia X P, Shi X F. 2019. Zircon U-Pb age and Hf-O isotope insights into genesis of Permian Tarim felsic rocks, NW China: Implications for crustal melting in response to a mantle plume. *Gondwana Research*, 76: 290–302.
- Xu R, Liu Y S, Wang X C, Foley S F, Zhang Y F, Yuan H Y. 2020. Generation of continental intraplate alkali basalts and implications for deep carbon cycle. *Earth-Science Reviews*, 201, 103073.
- Xu Y G, Mei H J, Xu J F, Huang X L, Wang Y J, Chung S L. 2003. Origin of two differentiation trends in the Emeishan flood basalts. *Chinese Science Bulletin*, 48(4): 390–394.
- Xu Y G, Wei X, Luo Z Y, Liu H Q, Cao J. 2014. The Early Permian Tarim large igneous province: Main characteristics and a plume incubation model. *Lithos*, 204: 20–35.
- Yang C, Liu S A. 2019. Zinc isotope constraints on recycled oceanic crust in the mantle sources of the Emeishan large igneous province. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(12): 12537–12555.
- Yang J F, Faccenda M. 2020. Intraplate volcanism originating from upwelling hydrous mantle transition zone. *Nature*, 579(7797): 88–91.
- Yu K Z, Liu Y S, Foley S F, Hu Z C, Zong K Q, Chen C F, Shu C T. 2021. Reconstruction of primary alkaline magma composition from mineral archives: Decipher mantle metasomatism by carbonated sediment. *Chemical Geology*, 577, 120279.
- Yu S Y, Chen L M, Lan J B, He Y S, Chen Q, Song X Y. 2020. Controls of mantle source and condition of melt extraction on generation of the picritic lavas from the Emeishan large igneous province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 203, 104534.
- Zeng G, Chen L H, Xu X S, Jiang S Y, Hofmann A W. 2010. Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology*, 273(1–2): 35–45.
- Zeng G, Chen L H, Yu X, Liu J Q, Xu X S, Erdmann S. 2017. Magma-magma interaction in the mantle beneath Eastern China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(4): 2763–2779.
- Zhang C L, Xu Y G, Li Z X, Wang H Y, Ye H M. 2010. Diverse Permian magmatism in the Tarim Block, NW China: Genetically linked to the Permian Tarim mantle plume? *Lithos*, 119(3–4): 537–552.
- Zhang C L, Zou H B, Wang H Y, Li H K, Ye H M. 2012. Multiple phases of the Neoproterozoic igneous activity in Quruqtagh of the Northeastern Tarim Block, NW China: Interaction between plate subduction and mantle plume? *Precambrian Research*, 222: 488–502.
- Zhang D Y, Zhang Z C, Santosh M, Cheng Z G, He H, Kang J L. 2013. Perovskite and baddeleyite from kimberlitic intrusions in the Tarim large igneous province signal the onset of an end-Carboniferous mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 361: 238–248.
- Zhang H R, Torsvik T H. 2022. Circum-Tethyan magmatic provinces, shifting continents and Permian climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 584, 117453.
- Zhu W B, Zheng B H, Shu L S, Ma D S, Wan J L, Zheng D W, Zhang Z Y, Zhu X Q. 2011. Geochemistry and SHRIMP

U–Pb zircon geochronology of the Korla mafic dykes:
Constrains on the Neoproterozoic continental breakup

in the Tarim Block, Northwest China. *Journal of Asian
Earth Sciences*, 42(5): 791–804.

Petrogenesis of Aillikites in the Tarim Large Igneous Province, Northwest China: Implications for the Deep Carbon Cycle in the Continental Interior

CAO Jun^{1,2,3}, YI Hui¹, CHEN Miaomiao¹, WANG Huili¹, WAN Shumin¹,
ZHENG Jiaqi¹, WU He¹, ZHANG Xinyue¹, WU Daochuan¹, CHEN Chuixing¹

(1. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China; 2. MNR Key Laboratory of Deep-Earth Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, Guizhou, China)

Abstract: As typical deep-mantle-derived melts, alkaline ultramafic lamprophyre provide important clues to mantle metasomatism by recycled crustal materials and the deep-earth carbon-water-sulfur cycle. To provide new insights into the petrogenesis of aillikites as well as their mantle source, more broadly, the genetic link between intraplate magmatism and the deep carbon cycle in continental interiors, we examined the Wajilitag aillikites in the Tarim Large Igneous Province. New mineral and bulk-rock geochemistry along with Sr–Nd–Pb isotope results were obtained. The Wajilitag aillikites are nearly primitive ($Mg^\# = 69–73$), silica-undersaturated ($SiO_2 = 28.67\%–31.20\%$), alkaline in nature ($Na_2O + K_2O = 1.12\%–2.18\%$), and enriched in FeO^T (13.57%–15.32%), TiO_2 (1.89%–2.11%), and compatible elements (i.e., Ni and Cr). They are also characterized by enrichment of incompatible elements, including light rare earth element (LREE), and depletion of high field strength elements (HFSE), and possess negative K, P, Ti, Nb–Ta, and Zr–Hf anomalies, similar to those of volcanic arc basalts. Bulk-rock ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i (0.703765–0.703914), $\epsilon_{Nd}(t)$ (4.48–4.75), and ($^{206}Pb/^{204}Pb$)_i (18.4563–18.7527) of the Wajilitag aillikites indicate derivations from slightly depleted mantle sources similar to those of FOZO-type mantle. The trace element and isotopic compositions therefore indicate that the aillikites are integrated results of metasomatic enriched lithospheric mantle and mantle plume. In addition, high $100 \times Mn/Fe$ (1.02–3.29) and $10000 \times Zn/Fe$ ratios (10.6–23.0) in phenocrystic olivines from the Wajilitag aillikites, coupled with their Mn/Zn ratios of 11.1–16.4, are indicative of a source containing pyroxenite rather than a homogeneous peridotite source. These phenocrystic olivines also show a positive correlation between Sc and Ni as well as no obvious correlation between Co and Ni, further indicating that the addition of recycled oceanic crust to the mantle peridotite produced pyroxenite components in the source of the Wajilitag aillikites. The coupled enrichment of Ca and Ti in the phenocrystic olivines and the occurrence of carbonate minerals in the aillikites point to a carbonate metasomatized mantle source. Hence, it can be inferred that low-degree partial melting of the metasomatized lithospheric mantle containing PIC-type veins under the impact of a carbonated mantle plume produced the aillikitic magmas. Our results provide solid evidence of the deep carbon cycle in the continental interior.

Keywords: aillikites; Tarim large igneous province; olivine; mantle plume; pyroxenite

附表 1 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中单斜辉石成分
Supplement table 1 EPMA analysis of clinopyroxenes in the Wajilitag aillikites

类型	斑晶核部			斑晶边部	超镁铁质包体												
	BC-27			BC-27	WJL-10				21WJL87-1								
样品	1	3	10	2	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	54.54	52.41	50.76	52.17	51.18	51.57	48.92	48.92	56.69	56.54	56.58	56.31	56.08	56.60	56.43	56.32	55.16
TiO ₂	0.70	0.70	1.22	0.72	1.06	1.00	1.08	1.02	0.60	0.61	0.62	0.69	0.74	0.70	0.74	0.69	0.98
Al ₂ O ₃	1.61	1.80	3.35	2.32	4.74	4.55	4.63	4.48	1.40	1.57	1.54	1.64	1.94	1.71	1.66	1.59	2.70
FeO	5.06	4.59	5.64	4.64	8.15	8.19	9.40	9.47	4.57	4.58	4.68	4.78	4.72	4.90	4.93	5.05	5.12
MnO	0.06	0.10	0.10	0.10	0.01	0.06	0.24	0.17	0.10	0.11	0.12	0.11	0.09	0.08	0.09	0.06	0.12
MgO	15.41	15.53	14.83	16.11	12.97	12.83	12.57	12.69	15.37	15.35	15.02	15.15	14.60	14.98	14.94	15.01	14.57
CaO	21.44	23.62	22.61	23.10	19.83	19.78	21.48	21.68	21.79	21.64	21.81	21.58	21.54	21.48	21.72	21.40	21.35
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0	0.12	0	0.01	0.01
Na ₂ O	0.78	0.80	0.60	0.61	0.70	0.72	0.69	0.66	0.66	0.72	0.67	0.74	0.76	0.71	0.67	0.76	0.87
Cr ₂ O ₃	0.14	0.57	0.20	0.60	0.03	0.09	0	0.07	0.11	0.12	0.18	0.03	0.19	0.07	0.07	0.05	0.28
Total	99.74	100.12	99.32	100.37	98.67	98.78	99.02	99.16	101.27	101.24	101.23	101.03	100.66	101.34	101.25	100.94	101.14
Si(apfu)	1.99	1.93	1.89	1.91	1.91	1.93	1.86	1.86	2.06	2.05	2.06	2.05	2.05	2.05	2.05	2.05	2.01
Al ^{IV}	0.01	0.07	0.11	0.09	0.09	0.07	0.14	0.15	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Al ^{VI}	0.06	0.01	0.04	0.01	0.12	0.13	0.06	0.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.12
Cr	0	0.02	0.01	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0	0.09	0.07	0.09	0	0	0.1	0.12	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16
Fe ²⁺	0.16	0.05	0.11	0.05	0.26	0.26	0.19	0.18	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.83	0.83	0.81	0.82	0.8	0.81	0.81	0.82	0.79
Mg	0.84	0.85	0.82	0.88	0.72	0.71	0.71	0.72	0.85	0.84	0.85	0.84	0.84	0.84	0.85	0.84	0.83
Ca	0.84	0.93	0.9	0.91	0.79	0.79	0.87	0.88	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0
Na	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0.01
Total	3.98	4.03	4.02	4.02	3.97	3.97	4.02	4.06	4.01	4.00	4.01	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	4.01
Wo	44.4	47.0	46.4	45.9	43.5	43.6	45.0	45.2	45.7	45.8	45.0	45.4	44.5	45.1	44.8	45.1	44.3
En	44.4	42.9	42.3	44.6	39.6	39.3	36.7	36.8	46.5	46.4	46.9	46.4	47.2	46.5	46.8	46.2	46.7
Fs	8.31	7.23	9.14	7.30	14.1	14.3	15.6	15.5	7.78	7.84	8.07	8.20	8.23	8.41	8.44	8.63	8.95
Mg [#]	84.46	85.77	82.40	86.10	73.93	73.62	70.45	70.49	85.71	85.66	85.11	84.97	84.65	84.50	84.38	84.11	83.53

注：主量元素单位为%。

附表 2 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中金云母成分
Supplement table 2 EPMA analysis of phlogopites in the Wajilitag aillikites

类型	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶
样品	BC-23	BC-23	BC-23	BC-23	BC-23	BC-25	BC-25
点号	2	3	4	5	6	1	3
SiO ₂	38.78	39.55	39.72	40.03	40.34	39.95	40.16
TiO ₂	2.21	2.17	0.85	2.17	0.63	0.92	2.14
FeO	7.52	7.34	4.35	7.28	4.46	5.00	7.30
Al ₂ O ₃	14.55	14.3	14.82	14.73	15.09	14.95	14.64
MgO	21.34	21.33	24.74	21.60	24.50	24.06	21.40
CaO	0	0	0.03	0	0.07	0.20	0
Na ₂ O	1.34	1.36	0.84	1.43	1.26	1.07	1.39
K ₂ O	7.97	7.77	9.09	7.93	8.38	8.25	7.96
Total	93.74	93.86	94.52	95.18	94.72	94.47	95.03
Si(apfu)	2.84	2.88	2.83	2.88	2.85	2.84	2.89
Al ^{IV}	1.10	1.05	1.12	1.07	1.11	1.14	1.05
Al ^{VI}	0.15	0.17	0.13	0.18	0.15	0.11	0.19
Ti	0.13	0.13	0.05	0.12	0.04	0.05	0.12
Fe ³⁺	0.35	0.36	0.21	0.38	0.22	0.28	0.37
Fe ²⁺	0.05	0.02	0	0	0	0	0.01
Mg	2.31	2.30	2.64	2.30	2.58	2.52	2.28
Ca	0	0	0	0	0.01	0.02	0
Na	0.19	0.19	0.12	0.20	0.17	0.15	0.19
K	0.75	0.72	0.83	0.72	0.76	0.77	0.73
Total	7.86	7.82	7.92	7.86	7.89	7.87	7.84

类型	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶	基质	基质
样品	BC-25	BC-25	BC-25	BC-25	BC-25	BC-25	BC-25
位置	4	5	6	7	8	12	13
SiO ₂ (%)	39.00	38.31	43.22	42.10	44.66	40.20	42.10
TiO ₂	2.50	2.42	1.88	2.60	1.39	0.56	0.35
FeO	7.47	7.45	4.95	5.10	2.72	1.96	3.06
Al ₂ O ₃	15.12	15.19	13.10	13.88	11.62	15.52	13.71
MgO	21.00	21.49	22.27	21.79	25.19	31.07	25.93
CaO	0	0	0	0.06	0.08	0.26	0.17
Na ₂ O	1.39	1.43	1.45	1.19	0.64	1.47	1.78
K ₂ O	7.58	7.61	7.71	8.14	8.07	5.33	8.17
Total	94.07	93.91	94.66	95.12	94.37	96.53	95.27
Si(apfu)	2.84	2.79	3.07	3.00	3.12	2.69	2.94
Al ^{IV}	1.13	1.18	0.83	0.96	0.74	1.35	0.99
Al ^{VI}	0.16	0.13	0.26	0.21	0.21	0	0.14
Ti	0.14	0.14	0.11	0.15	0.08	0.01	0.02
Fe ³⁺	0.38	0.39	0.19	0.26	0.02	0.11	0.11
Fe ²⁺	0.05	0.04	0	0	0	0	0
Mg	2.26	2.32	2.34	2.30	2.63	3.16	2.69
Ca	0	0	0	0	0.01	0.02	0.01
Na	0.20	0.20	0.20	0.16	0.09	0.19	0.24
K	0.71	0.71	0.69	0.75	0.73	0.49	0.73
Total	7.86	7.90	7.70	7.79	7.63	8.03	7.89

注: 主量元素单位为%。

附表 3 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中尖晶石成分
Supplement table 3 EPMA analysis of spinels in the Wajilitag aillikites

类型	与斑晶橄榄石共生			基质中					
样品	21WJL86-1			21WJL88-1					
点号	22	24	23	1	3	6	8	9	11
SiO ₂	0.03	0.07	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0.04
TiO ₂	3.80	6.46	5.99	6.72	5.93	8.21	8.00	8.00	9.19
Al ₂ O ₃	5.93	7.50	7.76	4.97	6.92	2.57	2.62	2.51	6.29
FeO	48.69	53.23	56.07	60.59	57.96	66.36	66.00	65.84	57.10
MnO	0.36	0.28	0.28	0.29	0.31	0.38	0.29	0.31	0.32
MgO	6.02	6.84	6.84	5.10	5.62	4.92	4.53	4.65	5.75
NiO	0.15	0.18	0.27	0.20	0.21	0.20	0.19	0.20	0.23
Cr ₂ O ₃	35.56	24.90	23.28	20.97	22.79	16.13	16.58	16.79	21.02
ZnO	0.13	0.07	0.06	0.02	0.10	0.11	0.06	0.05	0.11
V ₂ O ₃	0.20	0.25	0.29	0.34	0.34	0.36	0.35	0.37	0.36
Total	100.87	99.78	100.86	99.22	100.20	99.25	98.64	98.73	100.41
Si(apfu)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0.15	0.18	0.18	0.12	0.16	0.06	0.06	0.06	0.15
Fe ³⁺	1.01	1.02	1.09	1.14	1.11	1.21	1.20	1.21	0.97
Fe ²⁺	0.72	0.77	0.76	0.88	0.82	0.93	0.96	0.95	0.92
Ti	0.12	0.20	0.18	0.20	0.18	0.24	0.24	0.24	0.27
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.38	0.41	0.40	0.30	0.34	0.28	0.26	0.27	0.34
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.60	0.40	0.36	0.33	0.36	0.25	0.26	0.26	0.33
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
橄榄石Fo	84.01	84.00	84.02	82.01	82.03	83.01	82.02	83.00	83.01
Log fO ₂ (ΔFMQ)	2.16	2.46	2.54	2.74	2.38	3.00	3.03	3.15	2.48

注: 主量元素单位为%。

附表 4 瓦吉里塔格方解霞黄煌岩中石榴石成分
Supplement table 4 EPMA analysis of garnets in the Wajilitag aillikites

类型	基质							
样品	21WJL86-1							
点号	5	6	7	10	13	17	18	19
SiO ₂	33.01	33.07	32.94	32.77	32.26	33.76	32.79	33.11
TiO ₂	4.89	4.95	4.92	5.18	4.83	4.96	4.94	5.10
Al ₂ O ₃	0.11	0.15	0.14	0.12	0.12	0.18	0.13	0.17
FeO	23.89	22.90	24.52	24.06	23.97	22.36	22.27	24.05
MnO	0.03	0.01	0.02	0.05	0.04	0	0.02	0.01
MgO	0.97	1.31	0.55	0.54	0.53	1.30	1.31	0.86
CaO	34.22	34.21	34.44	34.34	34.05	34.50	34.22	34.53
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.04
Total	97.17	96.64	97.55	97.08	95.85	97.08	95.71	97.88
Si(apfu)	2.79	2.81	2.78	2.78	2.78	2.85	2.81	2.78
Ti	0.31	0.32	0.31	0.33	0.31	0.31	0.32	0.32

续附表4:

类型	基质							
样品	21WJL86-1							
点号	5	6	7	10	13	17	18	19
Al	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	1.69	1.63	1.73	1.71	1.73	1.58	1.60	1.69
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.12	0.17	0.07	0.07	0.07	0.16	0.17	0.11
Ca	3.10	3.11	3.12	3.12	3.14	3.12	3.15	3.11
Total	8.04	8.05	8.03	8.03	8.04	8.04	8.06	8.04
铁铝榴石	0	0	0	0	0	0	0	0
钙铁榴石	78.6	74.4	81.5	80.2	80.6	72.1	72.3	78.8
镁铝榴石	3.80	5.05	2.17	2.14	2.11	4.99	5.04	3.36
锰铝榴石	0.07	0.03	0.04	0.10	0.08	0	0.05	0.03
钙铝榴石	17.4	20.4	16.2	17.5	17.0	22.9	22.5	17.7

注: 主量元素单位为%。