

# 大兴安岭中生代玄武岩成因及深部动力学机制

罗清晨<sup>1,2</sup>, 任钟元<sup>1\*</sup>, 张 乐<sup>1,2</sup>, 徐晓波<sup>1,2</sup>

(1. 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, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘 要:** 中国东北地区位于西伯利亚板块和华北克拉通之间, 属于中亚造山带的东段, 经历了复杂而长期的多块体拼贴和造山作用。近年来, 利用东北地区火山岩研究该区中生代构造演化历史已取得重要进展, 但中生代火山岩的成因及动力学机制等科学问题仍存在分歧。本文选取靠近蒙古-鄂霍茨克构造带的大兴安岭中生代玄武岩, 对岩石样品进行了全岩主元素、微量元素、同位素和橄榄石主元素、微量元素与斜长石 Sr 同位素地球化学分析, 获得了以下结论。(1) 中生代岩石遭受不同程度的蚀变作用, 并且岩浆在演化后期普遍存在地壳混染现象。因此, 全岩只能代表各种作用叠加之后的“混合物”, 源区和岩浆演化过程的详细信息可能被掩盖, 不易识别。晚侏罗世玄武岩在形成过程中经历了橄榄石、单斜辉石、铁钛氧化物的分离结晶, 早白垩世岩石以单斜辉石和斜长石的分离结晶为主。(2) 晚侏罗世橄榄石具有明显较高的 Ni 含量和 Fe/Mn 比值, Mn 含量较低, 源区可能有辉石岩的贡献。早白垩世橄榄石具有较低的 Ni、Cr 含量和 Ni/Co 比值, Mn 和 Fe/Mn 比值大多落入橄榄岩的范围内, 暗示早白垩世岩石可能是橄榄岩源区。(3) 晚侏罗世玄武岩形成与蒙古-鄂霍茨克洋俯冲相关, 早白垩世玄武岩形成于蒙古-鄂霍茨克造山后岩石圈伸展环境。

**关键词:** 源区组成; 地球化学; 橄榄石; 中生代玄武岩; 大兴安岭

中图分类号: P595; P581 文献标识码: A 文章编号: 0379-1726(2020)02-0168-25

DOI: 10.19700/j.0379-1726.2020.02.004

## Petrogenesis and deep dynamic geological processes of Mesozoic basalts from the northern Great Xing'an Ridge

LUO Qing-chen<sup>1,2</sup>, REN Zhong-yuan<sup>1\*</sup>, ZHANG Le<sup>1,2</sup> and XU Xiao-bo<sup>1,2</sup>

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

**Abstract:** Northeast China is located between the North China Craton and Siberian plate, and belongs to the eastern part of the Central Asian Organic Belt. It has experienced complex and long-term orogenesis and multi-blocks collision. In recent years, geologists have made great progress in the study of the tectonic evolution history of northeast China. However, they have not arrived at a common understanding of some scientific issues, such as the petrogenesis and dynamic geological processes of Mesozoic volcanic rocks in northeast China. In order to investigate these issues, we chose Mesozoic basalts in the Northern Great Xing'an Ridge as research objects and analyzed their major element, trace element, and Sr-Nd-Pb isotope compositions, in addition to the major and trace element compositions of olivine phenocrysts and Sr isotope compositions of plagioclase phenocrysts. Our conclusions are as follows: 1) Mesozoic volcanic rocks experienced different degrees of alteration and crustal contamination; hence, the whole rock represents a “mixture” after experiencing various geologic processes, which makes it difficult to identify the nature of the source and petrogenesis. The primary melts of Late Jurassic volcanic rocks underwent the crystallization of olivines, clinopyroxenes, and Fe-Ti oxides, while the primary melts of Early Cretaceous volcanic rocks experienced the crystallization of clinopyroxenes and plagioclases. 2) Olivine

收稿日期(Received): 2018-12-26; 改回日期(Revised): 2019-02-28; 接受日期(Accepted): 2019-03-11

基金项目: 国家重点研发计划(2016YFC0600403)

作者简介: 罗清晨(1995), 女, 硕士研究生, 地球化学专业。E-mail: 1175947360@qq.com

\* 通讯作者(Corresponding author): REN Zhong-yuan, E-mail: zyren@gig.ac.cn; Tel: +86-20-85292969

phenocrysts from Late Jurassic basalts contained a low Mn content, high Ni content, and high Fe/Mn ratios, all of which indicate that pyroxenitic components contributed to the Late Jurassic source lithology. Meanwhile, olivine phenocrysts from Early Cretaceous basalts contained relatively low Ni and Cr contents, a high Mn content, and low Ni/Co and Fe/Mn ratios, which were similar to olivine phenocrysts from a peridotite source, thus suggesting that the Early Cretaceous source consisted of peridotites. 3) Late Jurassic basalts were related to the subduction of the Mongolia-Okhotsk Ocean, whereas Early Cretaceous basalts were more likely to have formed in the lithospheric extensional environment after the closure of the Mongolia-Okhotsk Ocean.

**Key words:** source composition; geochemistry; olivine; Mesozoic basalt; the Great Xing'an Ridge

## 0 引 言

中国东北地区位于西伯利亚板块和华北克拉通之间,属于中亚造山带的东段,经历了复杂而长期的多块体拼贴和造山作用<sup>[1-4]</sup>。关于中国东北地区中生代火山岩的动力学成因,主流观点也多与西太平洋俯冲相关<sup>[5-9]</sup>。部分学者认为中国东北地区广泛分布的中生代铁镁质岩石形成于太平洋西向俯冲以及之后岩石圈地幔的拆离等<sup>[5-7]</sup>。其他学者则认为中国东北地区的火山岩成因与蒙古-鄂霍茨克洋的闭合有关,如1998年林强等<sup>[10]</sup>提出大兴安岭地区火山岩与古亚洲洋闭合过程中,壳幔相互作用引起的深部热地幔柱上升。部分学者认为火山岩形成于被古亚洲洋或蒙古-鄂霍茨克海闭合俯冲洋壳物质析出流体而交代的岩石圈地幔,火山岩形成于蒙古-鄂霍茨克海闭合造山后伸展环境<sup>[1,11,12]</sup>。还有学者则认为存在双重效应叠加:蒙古-鄂霍茨克洋闭合造山后岩石圈伸展以及古太平洋板块西向俯冲的弧后伸展的远程效应<sup>[2,13]</sup>。

在远离太平洋的中国东北重力梯度带以西地区,是否像东部一样受到西太平洋的俯冲影响?蒙古-鄂霍茨克洋的闭合对中国东北中生代火山岩形成有什么影响?这两种构造体系何时发生叠置与转化?诸如此类的问题,尚未得到很好的解决。以往有关镁铁质火成岩成因方面的研究大多基于全岩地球化学。由于全岩经历了不同来源岩浆的混合、同化混染以及风化蚀变等影响,只能代表各种作用叠加之后的“混合物”成分<sup>[14-16]</sup>;而源区和岩浆演化过程的详细信息可能被掩盖,不易识别,导致岩石成因研究困难。橄榄石是玄武岩中最早结晶的矿物之一,对橄榄石进行主元素和微量元素的分析,可以评估交代熔体的性质,了解岩石圈地幔的演化,探索岩浆源区的组成<sup>[15,17,18]</sup>。本文拟结合全岩主元素和微

量元素组成、Sr-Nd-Pb 同位素组成以及橄榄石主元素和微量分析结果,研究北大兴安岭地区中生代玄武岩原生岩浆的组成,示踪岩浆源区的组成和性质,探讨岩浆形成的深部动力学机制。

## 1 地质背景和采样点位置

### 1.1 地质背景

东北地区北以蒙古-鄂霍茨克构造带为界,与蒙古西伯利亚地块分开,向南与华北克拉通相邻,由索伦-西拉木伦构造带分隔开<sup>[1,10,11]</sup>。古生代期间,中国东北经历了古亚洲洋构造体系演化。中生代时期,中国东北地区受蒙古-鄂霍茨克洋闭合和古太平洋板块俯冲的双重影响,形成了大规模的构造-岩浆活动<sup>[11,19,20]</sup>。大兴安岭位于中国东北北部地区,蒙古-鄂霍茨克构造带以南,西拉木伦构造带以北(图1)。中生代时期蒙古-鄂霍茨克洋多次俯冲闭合,形成蒙古-鄂霍茨克构造带<sup>[1,21,22]</sup>,它从蒙古中部一直延伸到现在的鄂霍茨克湾。蒙古-鄂霍茨克洋闭合的具体时限一直存在争议,现在最广泛认可的观点是:蒙古-鄂霍茨克洋呈剪刀型由西向东闭合,西部在中侏罗世闭合,东部则延续到早白垩世<sup>[23-24]</sup>。

大兴安岭地区内存在少量前寒武地体,包括大兴安岭北部的额尔古纳,南大兴安岭的锡林浩特地体<sup>[25-27]</sup>。古生代地层主要包括低变质的火山岩、沉积岩、灰岩和碎屑岩,它们零星出露并受到海西期、早燕山期大规模花岗质岩体的侵入<sup>[28-29]</sup>。晚古生代至早中生代经历了古亚洲洋、蒙古-鄂霍茨克洋的闭合及区内多块体拼贴的过程<sup>[1-4]</sup>。晚中生代进入造山后作用阶段<sup>[11,30]</sup>,火山喷发活动及盆岭构造极为发育,中生代火山岩出露广泛,岩石类型复杂,是东亚大陆边缘中生代巨型火山岩带的重要组成部分<sup>[10]</sup>。

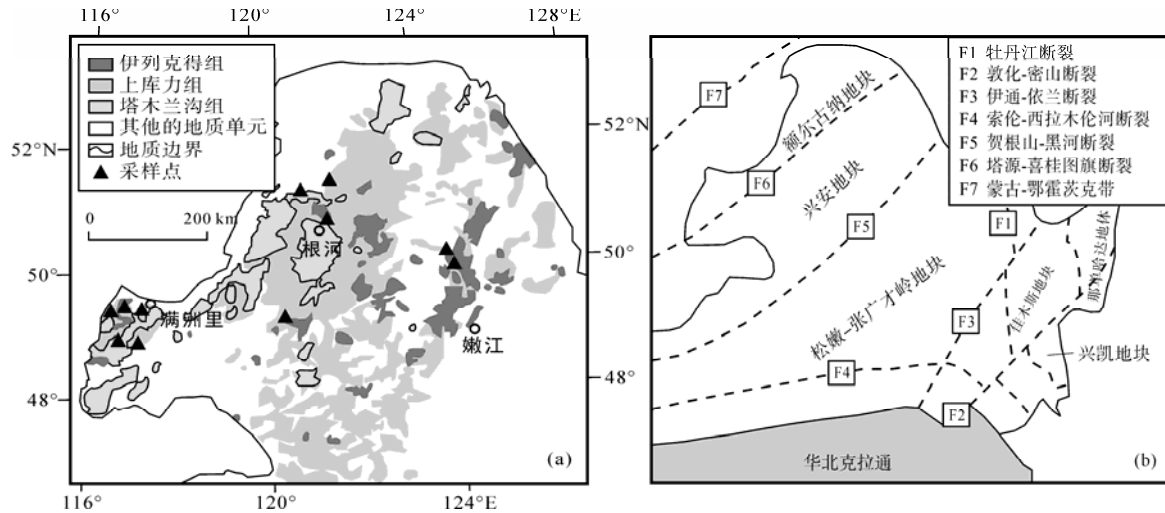


图1 中国东北中生代主要地质单元及采样点位置(a)和中国东北地区构造分区(b)

Fig.1 Detailed volcanic distribution in northeastern China and sampling spots (a) and tectonic subdivisions of northeastern China (b)

(a) 据文献[13]修改; (b) 据文献[3]修改

(a) Modified from reference [13] and (b) from reference [3]

## 1.2 采样点位置及岩石学特征

研究区位于中国东北西北部地区, 大兴安岭以北, 蒙古-鄂霍茨克构造带以南<sup>[13,22,25,28,31]</sup>。区内中生代火山岩起始于晚三叠世, 在晚侏罗世-早白垩世时期达到顶峰, 中生代的岩浆活动可分为七期, 分别为: 早中三叠世(约 245 Ma)、晚三叠世(200~228 Ma)、早-中侏罗世(173~190 Ma)、中-晚侏罗世(158~166 Ma)、早白垩世早期(138~145 Ma)、早白垩世晚期(106~133 Ma)和晚白垩世(88~97 Ma)<sup>[2,22,32]</sup>。本次研究的采样点主要集中在中俄蒙三国交界的满洲里地区, 内蒙古和黑龙江交界线附近的加格达奇地区, 内蒙古北部的根河金河地区, 以及中间部分区域, 主要采样点位置如图 1 所示。分布层位主要是塔木兰沟组和伊列克得组, 年龄分别为中晚侏罗世(161~140 Ma)<sup>[13,22,25,31]</sup>, 早白垩世晚期(122~115 Ma)<sup>[13,28]</sup>。

塔木兰沟组主要采集于满洲里灵泉盆地(160 Ma)<sup>[13,22]</sup>和巴杨山盆地(161 Ma)<sup>[25]</sup>地区, 主要的岩石类型为玄武岩和玄武安山岩等<sup>[13]</sup>。伊列克得组主要采集于根河县金河镇(122 Ma)和加格达奇(114 Ma)地区<sup>[13,28]</sup>, 岩石类型主要是玄武岩、玄武安山岩及安山岩等<sup>[13]</sup>。镜下观察玄武岩呈斑状结构, 斑晶主要为半自形橄榄石及少量单斜辉石, 橄榄石周围发生伊丁石化。基质具间粒间隐结构, 斜长石长条状小晶体定向分布, 其间有橄榄石和辉石及不透明矿物填隙(图 2)。

## 2 研究方法

本文涉及的实验前处理工作、全岩主元素和微量元素分析、全岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析、橄榄石主元素和微量元素分析以及斜长石 Sr 同位素分析都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。

首先将全岩样品碎成小块, 由于部分岩石样品发生蚀变以及蛋白石等填充, 所以在实验前尽量挑选新鲜的岩石碎块进行化学分析。用纯净水在超声波清洗器中超声清洗 3 次, 每次时间为 20 min。清洗干净后, 放在加热板上烘干, 用振动盘式粉碎仪磨成粉末, 粉末粒径约 75  $\mu\text{m}$  (200 目)。称取 1.2 g 岩石粉末, 放入擦拭干净的陶瓷坩埚中, 然后将盛有样品的坩埚置于 900  $^{\circ}\text{C}$  马沸炉中灼烧 90 min。取出坩埚, 冷却后, 重新称量灼烧后的坩埚和样品质量, 计算样品的烧失量。称取岩石粉末样品 0.5 g, 加入 8 倍质量(即 4 g)的四硼酸锂  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  充分熔融。将混好的样品粉末放入洗干净的铂金坩埚中, 于 1200  $^{\circ}\text{C}$  下烧制成玻璃片。用 RigakuRIX2000 型 X 射线荧光光谱仪(XRF)测定主要氧化物组成。SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、CaO、Na<sub>2</sub>O 和 K<sub>2</sub>O 分析精度优于 3%; TiO<sub>2</sub>、MnO 和 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 优于 5%<sup>[33]</sup>。

全岩微量元素含量测试: 称取约 40 mg 的样品粉末于事先洗干净的 Teflon 杯中, 用 HF + HNO<sub>3</sub> + HClO<sub>4</sub> 酸溶解后, 加入 4 g 10 ng/g 的 Rh 内标溶液

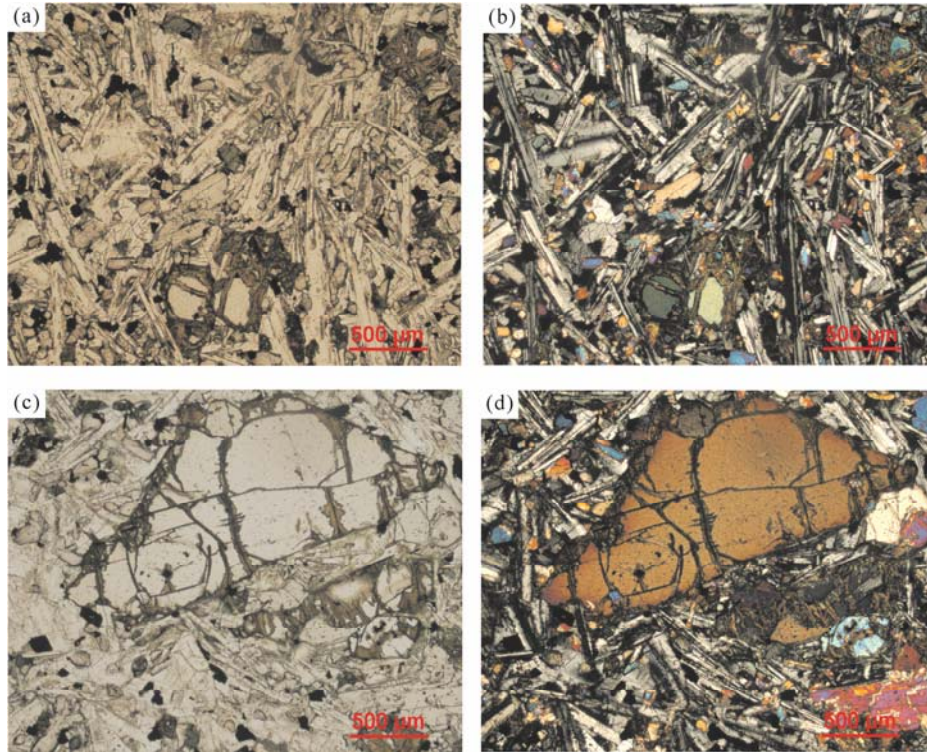


图 2 研究区显微镜下照片

Fig.2 Microscopic photographs of the study area

监视信号漂移, 在 X series 2 电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上完成微量元素测试。使用 BHVO-2、AGV-2、GSR-2、GSR-3、GSD-9 和 GSD-10 等标样来标定样品的元素含量, 绝大多数微量元素的分析精度优于 5%<sup>[34]</sup>。

全岩同位素比值分析在中国科学院地球化学研究所同位素国家重点实验室完成, 使用 Thermo Fisher Scientific 公司制造的 Neptune-plus 多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)进行测试。称取 100~200 mg 样品于事先洗干净的 Teflon 杯中, 用酸溶解后, 取上层清液, 依次过柱分离出 Pb、Sr 和 Nd 三种元素。使用国际标样 BCR-2 和 BHVO-2 作为外标, Sr 同位素比值使用国际标样 NBS987 监控, NBS987 测得的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710244 \pm 0.000024$  (2SD,  $n = 8$ )。Nd 同位素比值使用国际标样 JNDi-1 监控, JNDi-1 测得  $^{147}\text{Nd}/^{146}\text{Nd} = 0.512104 \pm 0.000013$  (2SD,  $n = 9$ )。Pb 同位素比值使用国际标样 NBS981 监控, NBS981 测得的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9331 \pm 0.0027$  (2SD,  $n = 8$ ),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4863 \pm 0.0032$  (2SD,  $n = 8$ ),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.6843 \pm 0.0107$  (2SD,  $n = 8$ )。

斜长石原位 Sr 同位素采用 Resonetics 公司制造的 RESolution M-50 激光剥蚀系统和 Neptune-plus 多接收电感耦合等离子体质谱仪联机测试。实验条

件为: 光束直径为 82~112  $\mu\text{m}$ , 频率为 6 Hz, 能量密度为约 4  $\text{J}/\text{cm}^2$ 。实验采用氦气作为运载气体 (800 mL/min), 每个分析进行 250 个周期测试, 每个周期的采集时间为 0.262 s。详细的实验过程见 Zhang *et al.*<sup>[35]</sup>。玄武玻璃标样 NKT-1G 测试得到的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70352 \pm 0.00007$  (2 SD,  $n = 23$ ), 与文献中的推荐值在误差范围内保持一致 ( $0.703509 \pm 0.000019$ )<sup>[36]</sup>。斜长石玻璃标样 PZHPL 测试得到的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70432 \pm 0.00010$  (2SD,  $n = 23$ ), 与溶液法获得的结果 ( $0.704367 \pm 0.000015$ ,  $n = 3$ ) 在误差范围内一致。

橄榄石主元素和微量元素分析采用 RESolution M-50 激光烧蚀制导系统和 ELEMENT XR 高分辨电感耦合等离子体质谱仪联机测试。激光光束直径 45  $\mu\text{m}$ , 重复频率为 6 Hz, 能量密度为约 4  $\text{J}/\text{cm}^2$ 。使用平滑装置降低由激光脉冲导致的信号波动。实验使用氦气作为运载气体 (800 mL/min), 与氦气混合进入 ICP。每一个点分析包括大概 20 s 的背景采集, 然后是 30 s 的样品剥蚀。我们使用国际标样 (BCR-2G、BHVO-2G 和 GSD-1G) 作为外标校正样品的元素含量。在测试过程中使用玻璃标样 TB-1G 作为监控标样, TB-1G 的测试结果显示大部分元素的测试精度 (2 RSD) 优于 10%。详细的实验过程见 Zhang *et al.*<sup>[37]</sup>。

### 3 实验结果

#### 3.1 主元素地球化学特征

主元素分析结果见表1。在进行化学投图时,扣除烧失量(LOI)后把其余氧化物含量重新换算标准化成100%。灵泉地区的SiO<sub>2</sub>含量变化范围为48.26%~54.97%。MgO含量为2.88%~9.92%;TiO<sub>2</sub>含量为1.22%~1.96%。在TAS图解(图3)上投点大多落在玄武岩、粗面玄武岩和玄武粗安岩区域内,既有碱性岩石也有亚碱性岩石。满洲里巴杨山地区的SiO<sub>2</sub>含量在51.68%~57.41%之间;MgO含量为2.66%~5.43%;TiO<sub>2</sub>含量为1.30%~2.22%。在TAS上投点大多落在玄武粗安岩和粗面安山岩区域内,属于亚碱性岩石系列。

加格达奇地区的SiO<sub>2</sub>含量变化范围较大,在48.87%~56.92%之间;MgO含量为1.36%~7.15%;TiO<sub>2</sub>含量为0.46%~1.46%;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量为15.84%~17.57%。在TAS图上投点大多落在玄武岩、粗面玄武岩和玄武粗安岩区域内,只有一个样品(JGD16-1)落入粗面英安岩区域。金河镇的SiO<sub>2</sub>含量集中在51.85%~53.94%和60.74%~62.37%之间;MgO含量分别是6.56%~6.89%和2.08%~2.62%。在TAS上投点大多落在玄武安山岩、粗面安山岩和粗面英安岩区域内,属于亚碱性岩石系列。

#### 3.2 微量元素和稀土元素地球化学特征

球粒陨石标准化的稀土元素(REE)分布模式如图4所示,4个地区显示出相似的特征,都富集轻稀土元素,亏损重稀土元素,呈现右倾的趋势。

灵泉地区火山岩样品显示出明显的右倾趋势,轻重稀土强烈分馏(LREE/HREE比值为8.42~14.6, (La/Yb)<sub>N</sub>=11.9~25.1),REE含量为142~269 μg/g,平均值为191 μg/g。Eu呈现微弱的负异常(δEu=0.77~0.94)。巴杨山地区的LREE/HREE比值为11.1~15.1, (La/Yb)<sub>N</sub>=18.3~29.5, REE含量为183~272 μg/g,平均值为230 μg/g, Eu负异常较弱(δEu=0.82~0.94)。

与晚侏罗世玄武岩相比,早白垩世火山岩REE分布模式更加平坦,稀土元素含量更低。加格达奇的LREE/HREE比值为8.26~12.9, (La/Yb)<sub>N</sub>=10.3~19.5, REE含量为119~241 μg/g,平均值为

173 μg/g, Eu负异常较弱(δEu=0.84~0.92)。金河镇的LREE/HREE比值为8.22~11.3, (La/Yb)<sub>N</sub>=8.83~13.8, REE含量为154~325 μg/g,平均值为214 μg/g。相比较于其他地区,金河镇呈现较明显的Eu负异常(δEu=0.52~0.87)。

在原始地幔标准化蛛网图中(图5),研究区的样品与EM1、HIMU和E-MORB呈现明显的差异,显示不同程度富集Ba、K、Pb和Sr,亏损Nb和Ta的特征,与上地壳成分相似(Nb和Ta负异常, Pb正异常)<sup>[40]</sup>。

#### 3.3 Sr-Nd-Pb同位素地球化学特征

研究区域的玄武岩样品,虽然形成时代跨过40 Ma,但它们的同位素特征极其相似,都显示了富集的特征(图6)。灵泉地区具有最富集的(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> (0.512396~0.512580, ε<sub>Nd</sub>(t)=-0.7~2.9)和(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> (0.704861~0.705901)。( <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>、(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>、(<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>的变化范围分别为18.3081~18.3763、15.5501~15.5657和38.1119~38.2035,平均值分别为18.3327(±0.0242, 1 SD)、15.5553(±0.0053, 1 SD)和38.1462(±0.0302, 1 SD)。巴杨山地区的同位素分布比较集中,具有中等富集的(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> (0.512410~0.512488, ε<sub>Nd</sub>(t)=-0.4~0.9)和(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> (0.705131~0.705584)。( <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>、(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>和(<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>的变化范围分别为18.3091~18.3754、15.5490~15.5629和38.1019~38.1619,平均值分别为18.3323(±0.0187, 1 SD)、15.5552(±0.0046, 1 SD)和38.1357(±0.0157, 1 SD)(图6和表2)。详细数据见表2。

加格达奇和金河镇北具有最亏损的同位素组成,加格达奇的(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub>为(0.512518~0.512602, ε<sub>Nd</sub>(t)=0.5~2.2)和(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> (0.704549~0.705199)。( <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>、(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>和(<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>的变化范围分别为18.2086~18.3552、15.5311~15.5554和37.9767~38.2001,平均值分别为18.2749(±0.0458, 1 SD)、15.5409(±0.0076, 1 SD)和38.1167(±0.0584, 1 SD)。金河镇北的(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub>为(0.512477~0.512580, ε<sub>Nd</sub>(t)=-0.1~1.9)和(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> (0.704338~0.704879)。( <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>、(<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>和(<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb)<sub>i</sub>的变化范围分别为18.2120~18.3092、15.5288~15.5437和38.0511~38.1845,平均值分别为18.2640(±0.0339, 1 SD)、15.5354(±0.0062, 1 SD)和38.1214(±0.0451, 1 SD)。详细数据见表2。

表 1 北大兴安岭中生代玄武岩主元素(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )分析结果  
 Table 1 Major (%) and trace ( $\mu\text{g/g}$ ) element compositions of the Mesozoic basalts in the northern Great Xing'an Ridge

样号	LQ16-1	LQ16-2-1	LQ16-2-2	LQ16-2-3	LQ16-3	LQ16-4-1	LQ16-4-2	LQ16-5-1	LQ16-5-2	LQ16-6	LQ16-7	LQ16-8	LQ16-9	LQ16-10	BYS16-1	BYS16-2	BYS16-3	BYS16-4	BYS16-5-2	BYS16-6	BYS16-7
SiO <sub>2</sub>	53.94	50.32	50.74	49.89	54.97	52.93	52.73	51.82	51.48	53.90	48.49	48.26	48.52	48.48	56.74	57.04	57.25	57.41	56.28	56.48	51.82
TiO <sub>2</sub>	1.63	1.92	1.87	1.96	1.29	1.30	1.22	1.27	1.27	1.41	1.53	1.53	1.54	1.53	1.30	1.33	1.35	1.31	1.33	1.30	2.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.54	15.63	15.80	15.44	15.12	14.73	14.50	14.37	14.36	15.19	14.47	14.49	14.47	14.54	16.45	16.60	17.06	16.63	16.66	17.26	15.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.52	10.66	10.24	10.72	8.41	7.73	8.21	7.55	7.70	8.83	9.84	9.70	9.88	10.01	7.49	7.38	6.86	7.48	7.74	6.96	10.56
MnO	0.21	0.16	0.14	0.17	0.15	0.13	0.17	0.12	0.12	0.14	0.16	0.14	0.15	0.17	0.08	0.10	0.06	0.09	0.09	0.06	0.16
MgO	2.88	5.66	6.40	5.81	5.03	4.28	4.52	4.73	4.78	4.69	9.92	9.63	9.59	9.67	3.45	3.26	2.79	3.35	3.62	2.66	5.38
CaO	7.16	7.79	7.38	7.88	6.58	7.16	7.19	6.75	6.82	7.00	8.15	8.03	8.21	8.25	5.78	5.88	5.67	5.78	5.95	5.81	7.20
Na <sub>2</sub> O	3.50	3.78	3.63	3.74	3.88	3.59	3.64	3.51	3.50	3.79	3.04	2.94	3.04	3.04	4.38	4.19	4.28	4.21	4.34	4.39	3.51
K <sub>2</sub> O	2.28	1.95	1.77	1.94	2.49	2.08	2.36	1.95	1.97	2.43	1.66	1.66	1.67	1.65	2.39	2.59	2.62	2.56	2.41	2.46	1.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.17	0.08	0.10	0.06	0.09	0.09	0.09	0.06	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.17	0.13	0.16	0.13
LOI	3.19	1.58	1.16	1.65	1.36	4.93	4.29	7.39	7.45	2.00	1.63	2.51	1.86	1.84	1.32	0.84	1.28	0.69	0.65	1.80	1.07
总量	99.56	100.05	99.72	99.81	99.81	99.39	99.34	99.97	99.96	99.93	99.31	99.32	99.36	99.60	99.90	99.71	99.71	99.97	99.58	99.66	99.59
Sc	14.2	14.7	16.5	14.3	13.9	13.7	13.4	13.3	13.4	14.9	21.4	21.6	22.1	21.0	13.0	13.8	13.3	13.6	13.7	13.1	17.8
V	146.	183	194	169	100	127	131	136	148	161	200	207	213	206	143	136	139	140	172	152	180
Cr	57.8	161	161	144	169	161	245	209	215	199	420	473	493	498	92.8	70.6	60.5	65.8	103	82.2	88.5
Co	21.2	30.8	34.1	29.6	24.8	24.5	24.5	23.2	24.8	25.8	43.3	42.6	44.4	43.4	19.7	16.3	17.1	18.5	22.4	17.6	32.1
Ni	21.1	83.9	91.2	79.0	108	85.2	98.3	82.8	91.1	82.0	243	240	247	242	38.9	29.2	29.8	33.0	43.3	41.5	60.5
Cu	31.7	41.4	43.9	38.3	28.3	36.4	33.0	35.5	37.1	28.4	52.4	50.5	52.6	52.2	39.1	34.3	23.5	23.9	21.8	33.4	32.8
Zn	97.1	111	90.2	103	111	107	97.0	99.4	104	112	92.8	92.7	97.2	92.5	100	116	109	108	107	96.4	128
Ga	21.7	20.0	20.8	18.8	20.1	19.7	19.4	18.6	19.9	21.2	18.2	18.4	19.1	18.4	23.2	22.9	23.9	23.8	24.0	23.5	22.3
Ge	2.99	2.67	2.94	2.59	2.26	2.25	2.44	2.33	2.46	2.72	2.52	2.62	2.72	2.65	2.38	2.39	2.27	2.47	2.56	2.19	3.10
Rb	127	30.2	32.2	31.4	66.7	69.8	56.2	70.0	73.2	72.0	30.6	29.4	30.6	29.8	54.3	60.9	59.1	61.1	52.9	58.2	43.5
Sr	814	937	935	903	852	843	826	840	888	869	751	748	790	768	998	859	902	885	1043	1028	898
Y	22.2	19.9	20.7	18.7	16.8	16.7	15.9	15.9	16.7	18.2	19.7	19.8	21.1	19.7	13.6	15.4	15.1	15.8	15.4	11.9	25.6
Zr	325	220	230	208	248	251	234	245	257	274	169	174	178	173	245	273	288	285	249	226	327
Nb	17.5	13.3	14.8	12.9	10.5	10.9	9.98	10.6	11.0	11.9	11.7	11.9	12.3	11.8	10.1	11.1	11.6	11.5	10.4	9.25	21.5
Cs	3.74	1.56	1.77	1.86	2.84	2.22	1.37	2.61	2.76	7.27	6.12	6.51	5.92	4.97	0.88	1.44	0.81	1.26	1.09	2.28	28.8
Ba	853	661	688	649	821	803	804	835	875	771	590	583	610	589	969	1018	1047	1044	1016	893	758
La	52.3	31.8	31.4	29.8	44.8	44.3	42.9	43.4	44.8	47.9	26.7	26.6	27.8	26.7	41.3	41.4	41.2	41.5	42.9	37.5	50.2
Ce	116	71.3	71.4	66.7	93.3	93.9	90.5	91.4	94.0	101	58.0	57.1	59.5	58.1	86.0	87.5	87.4	87.9	92.4	79.0	113
Pr	14.5	8.67	9.38	8.18	11.0	11.0	10.7	10.7	11.0	11.8	7.07	7.15	7.44	7.11	10.5	11.0	11.2	11.0	11.2	9.58	14.2
Nd	56.8	36.8	39.7	34.5	43.08	43.1	41.7	41.5	43.1	46.6	30.1	29.5	30.8	29.7	42.0	42.6	43.2	43.8	45.0	38.0	59.8

(续表 1)

样号	LQ16-1	LQ16-2-1	LQ16-2-2	LQ16-2-3	LQ16-3	LQ16-4-1	LQ16-4-2	LQ16-5-1	LQ16-5-2	LQ16-6	LQ16-7	LQ16-8	LQ16-9	LQ16-10	BYS16-1	BYS16-2	BYS16-3	BYS16-4	BYS16-5	BYS16-6	BYS16-7
Sm	9.58	7.17	7.53	6.79	7.29	7.32	7.19	7.32	7.96	6.00	5.95	6.20	5.93	6.94	7.38	7.32	7.30	7.56	6.39	10.71	
Eu	2.20	2.04	2.11	1.93	1.81	1.80	1.74	1.80	1.94	1.78	1.74	1.82	1.74	1.92	1.95	1.96	1.99	2.01	1.73	2.70	
Gd	7.36	6.12	6.21	5.76	5.79	5.82	5.72	5.82	6.30	5.23	5.17	5.38	5.18	5.22	5.62	5.23	5.66	5.76	4.86	8.53	
Tb	0.92	0.78	0.85	0.73	0.68	0.68	0.67	0.68	0.74	0.71	0.70	0.73	0.68	0.62	0.69	0.66	0.69	0.68	0.56	1.10	
Dy	4.54	4.11	4.30	3.86	3.54	3.53	3.43	3.53	3.79	3.90	3.84	4.05	3.91	2.90	3.30	3.11	3.32	3.23	2.68	5.66	
Ho	0.81	0.75	0.78	0.70	0.64	0.63	0.61	0.63	0.68	0.74	0.74	0.76	0.74	0.51	0.58	0.55	0.59	0.56	0.46	1.00	
Er	1.99	1.78	1.89	1.68	1.55	1.55	1.49	1.55	1.72	1.87	1.85	1.95	1.87	1.23	1.41	1.32	1.42	1.37	1.11	2.42	
Tm	0.27	0.23	0.25	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20	0.23	0.25	0.26	0.26	0.25	0.17	0.19	0.17	0.20	0.19	0.15	0.34	
Yb	1.66	1.42	1.50	1.35	1.30	1.28	1.25	1.28	1.42	1.57	1.56	1.62	1.61	1.00	1.18	1.03	1.17	1.11	0.95	1.96	
Lu	0.25	0.20	0.22	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.21	0.23	0.24	0.25	0.24	0.15	0.17	0.16	0.18	0.17	0.14	0.29	
Hf	7.36	5.04	5.32	4.68	5.80	6.00	5.69	6.00	6.43	3.99	4.04	4.22	4.06	5.59	6.43	6.60	6.45	5.78	5.40	7.47	
Ta	0.86	0.81	0.85	0.75	0.54	0.57	0.55	0.57	0.63	0.72	0.73	0.76	0.72	0.49	0.55	0.56	0.55	0.50	0.48	1.15	
Pb	17.1	10.0	10.6	9.22	14.7	13.9	12.6	13.5	14.1	8.27	9.10	9.20	8.91	12.7	12.3	13.4	12.3	15.3	12.8	11.8	
Th	7.41	3.35	3.48	3.20	7.95	7.63	7.73	7.46	8.06	3.16	3.11	3.27	3.15	4.90	5.59	5.78	5.69	4.93	5.76	5.50	
U	1.71	0.92	0.96	0.84	1.53	2.52	1.63	2.19	1.51	0.85	0.83	0.90	0.85	1.00	1.22	1.16	1.19	0.98	1.19	1.34	
样号	BYS16-8	BYS16-9	BYS16-10	BYS16-11	JGD16-1	JGD16-2	JGD16-3	JGD16-4	JGD16-5	JGD16-6	JGD16-7	JGD16-8	JGD16-9	JGD16-10	JGD16-11	JHB16-1	JHB16-2	JHB16-3	JHB16-4	JHB16-5	JHB16-6
SiO <sub>2</sub>	51.94	51.77	51.68	51.82	62.92	56.92	53.34	52.44	53.93	48.95	48.87	49.06	48.98	48.90	49.07	51.85	52.69	53.94	60.74	61.56	62.37
TiO <sub>2</sub>	2.17	2.22	2.17	2.20	0.46	0.84	1.40	1.09	1.46	1.22	1.20	1.23	1.20	1.22	1.22	1.03	1.01	0.98	0.89	0.94	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32	15.21	15.21	15.24	17.01	17.57	16.14	16.96	15.84	16.03	15.88	16.13	16.09	16.06	16.05	15.28	15.84	15.16	16.41	15.56	16.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.48	10.86	10.61	10.64	4.85	7.20	9.06	9.15	9.13	9.38	9.43	9.41	9.45	9.54	9.53	8.84	9.02	7.74	6.31	6.83	5.87
MnO	0.15	0.16	0.16	0.16	0.14	0.12	0.18	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.15	0.19	0.14	0.12	0.12	0.12
MgO	5.23	5.30	5.43	5.40	1.36	2.79	5.56	4.67	4.05	6.96	7.15	6.97	7.06	7.02	7.05	6.89	6.86	6.56	2.08	2.62	2.21
CaO	7.20	7.33	7.22	7.27	3.42	5.22	6.67	6.79	6.84	9.32	9.58	9.23	9.50	9.64	9.36	9.08	7.44	7.40	3.43	2.29	3.45
Na <sub>2</sub> O	3.53	3.53	3.54	3.55	4.80	4.32	3.98	3.75	3.59	2.92	2.82	2.94	3.06	3.00	3.02	3.10	2.29	4.00	5.05	5.09	5.17
K <sub>2</sub> O	1.53	1.59	1.52	1.52	2.76	2.60	1.87	2.06	2.15	1.82	1.98	1.89	1.82	1.85	1.91	1.70	1.87	2.24	2.44	2.54	2.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.15	0.19	0.14	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.19	0.19	0.15	0.18	0.13	0.09	0.13	0.07	0.12	0.20
LOI	1.22	1.12	1.40	1.41	1.38	1.71	1.14	2.50	2.00	2.04	2.05	1.98	1.99	2.11	1.84	0.96	1.77	1.16	1.92	1.85	0.63
总量	99.62	99.94	99.75	100.04	99.41	99.6	99.91	99.93	99.89	99.33	99.65	99.52	99.83	100.01	99.74	99.39	99.33	99.79	99.65	99.77	100.03
Sc	17.4	17.8	17.0	17.3	4.92	12.8	19.6	20.9	18.2	30.6	28.6	28.8	28.5	28.8	29.0	20.8	21.8	20.0	8.94	14.4	10.1
V	182	183	179	177	34.1	126	152	181	173	230	223	224	223	224	225	177	176	163	82.2	98.8	90.7
Cr	157	167	172	163	14.5	5.97	282	61.9	96.7	218	206	213	216	209	231	267	200	231	37.2	66.0	38.4
Co	31.3	31.3	30.7	29.9	6.07	18.1	33.5	27.6	23.8	34.1	33.9	33.2	33.6	34.4	34.4	31.8	25.0	28.4	10.2	14.5	11.4





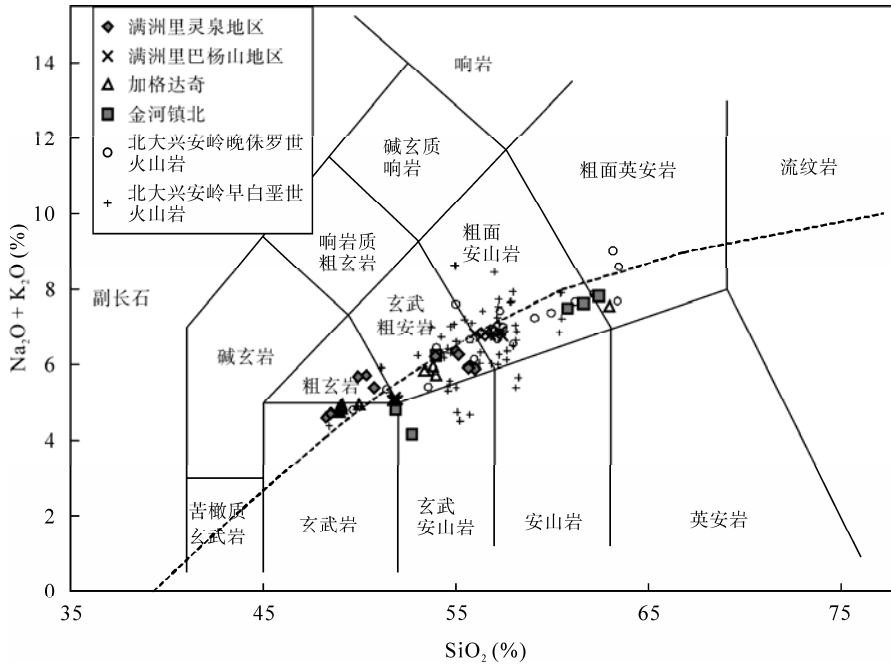


图3 研究区中生代火山岩 TAS 图

Fig.3 TAS diagram for the Mesozoic volcanic rocks in the study area

北大兴安岭晚侏罗世火山岩数据引自文献[22, 25, 38]; 北大兴安岭早白垩世火山岩数据引自文献[11, 22, 28, 38]

Data sources: Late Jurassic volcanic rocks in the Northern Great Xing'an Ridge<sup>[22,25,38]</sup>; Early Cretaceous volcanic rocks in the Northern Great Xing'an Ridge<sup>[11,22,28,38]</sup>

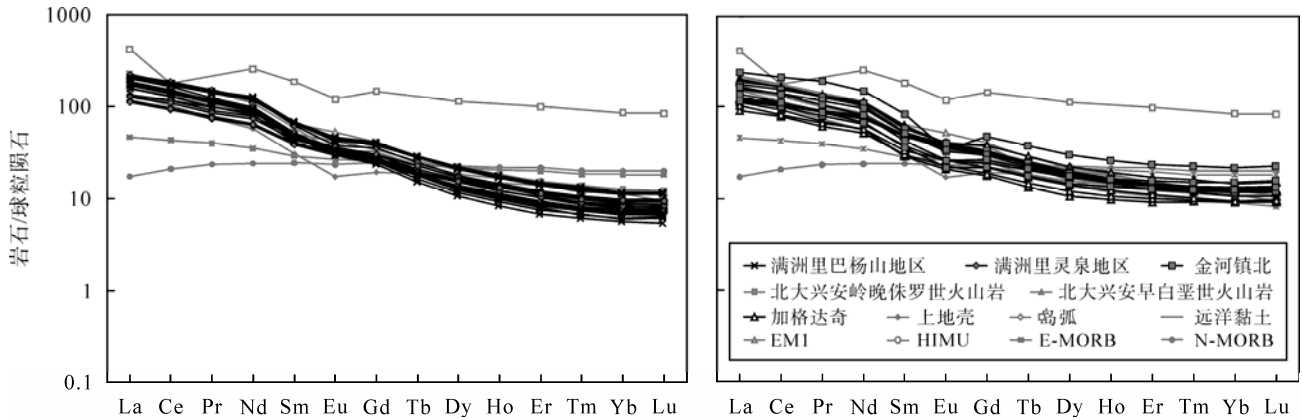


图4 研究区中生代球粒陨石标准化稀土元素分布模式

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns for the Mesozoic volcanic rocks in the study area

球粒陨石标准化数据引自文献[39]; 北大兴安岭晚侏罗世火山岩数据引自文献[25,38]; 北大兴安岭早白垩世火山岩数据引自文献[11,28,38]; 上地壳数据引自文献[40]; 岛弧数据引自文献[41]; N-MORB 和 E-MORB 数据引自文献[42]; 远海黏土数据引自文献[43]; EM1 和 HIMU 数据引自文献[44]

Chondrite-normalized data from reference [39]; Late Jurassic volcanic rocks in the Northern Great Xing'an Ridge from references [25,38]; Early Cretaceous volcanic rocks in the Northern Great Xing'an Ridge from references [11,28,38]; upper crust from reference [40]; arc basalts from reference [41]; N-MORB and E-MORB from reference [42]; pelagic sediments from references [43]; EM1 and EM2 from references [44]

### 3.4 橄榄石主元素和微量元素特征

我们分析了灵泉地区、加格达奇两个地区高 MgO 的橄榄石的主元素和微量元素含量, 结果见表 3。在 Ni-Fo 图解(图 7)中(Fo (%) = 100 × Mg/(Mg + Fe)), 可以看到灵泉地区具有相对较高的 Ni 含量, 在相同 Fo 值情况下灵泉和夏威夷地区具有相似的 Ni 含量,

并且明显高于橄榄岩部分熔融产生的 Ni。

高 Ni 橄榄石的成因众说纷纭, 如 2007 年 Niu *et al.*曾提出盖层效应是造成橄榄石中 Ni 含量不同的主要因素<sup>[47]</sup>, 也就是说, 橄榄石中 Ni 含量的差异是因为熔融过程而不是源区岩性的影响。厚岩石圈在高压条件下形成高 Ni 熔体, 熔体运移到地壳层时会结晶出高 Ni 橄榄石。薄岩石圈在低压条件下形成

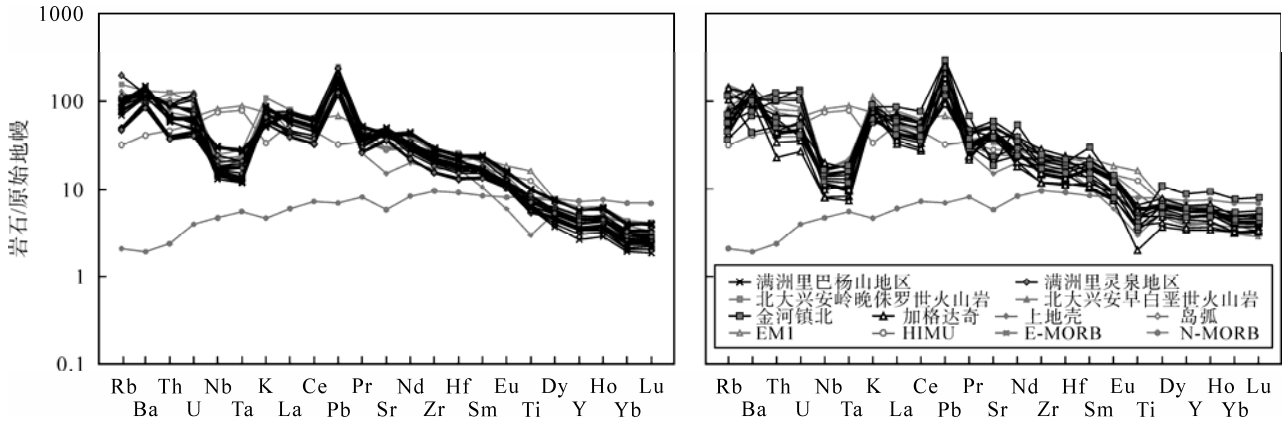


图 5 研究区中生代原始地幔标准化的蛛网图

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element spider-diagrams for the Mesozoic volcanic rocks in the study area  
原始地幔数据引自文献[39]; 其他参考数据来源与图 4 一致

Primitive mantle-normalizing data from reference [39]; other data sources are the same as those in Fig.3

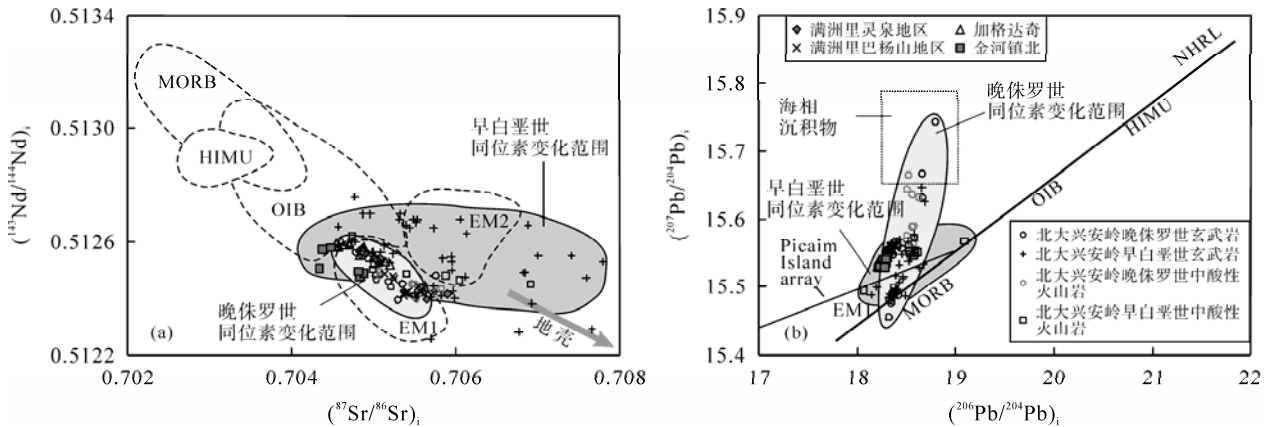


图 6 研究区中生代火山岩  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解(a)和  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  图解(b)

Fig.6  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  diagram (a) and  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs.  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  diagram (b) for the Mesozoic volcanic rocks in the study area  
北大兴安岭晚侏罗世玄武岩数据引自文献[38,45]; 北大兴安岭早白垩世玄武岩数据引自文献[28, 38, 45]; 北大兴安岭晚侏罗世和早白垩世中酸性火山岩数据引自文献[45]

Late Jurassic basalts in the northern Great Xing'an Ridge from [38, 45]; Early Cretaceous basalts in the Northern Great Xing'an Ridge from [28,38,45]; Late Jurassic and Early Cretaceous Intermediate-acid volcanic rocks in the Northern Great Xing'an Ridge from [45]

表 2 北大兴安岭中生代玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Table 2 Sr-Nd-Pb isotope compositions for the Mesozoic basalt of the Northern Great Xing'an Ridge

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	SE	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
LQ16-1	0.4497	0.706666	0.000008	0.705644	0.1019	0.512502	0.000005	0.512396	-0.7	38.412	15.570	18.527
LQ16-2-1	0.0932	0.705288	0.000008	0.705076	0.1178	0.512656	0.000004	0.512533	2.0	38.294	15.557	18.453
LQ16-2-2	0.0996	0.705305	0.000010	0.705078	0.1148	0.512661	0.000006	0.512540	2.1	38.288	15.557	18.450
LQ16-2-3	0.1005	0.705267	0.000010	0.705039	0.1192	0.512659	0.000004	0.512534	2.0	38.290	15.557	18.452
LQ16-4-2	0.1969	0.706349	0.000010	0.705901	0.1043	0.512525	0.000004	0.512416	-0.3	38.521	15.576	18.580
LQ16-6	0.2397	0.706160	0.000009	0.705615	0.1032	0.512529	0.000004	0.512421	-0.2	38.472	15.569	18.529
LQ16-7	0.1176	0.705133	0.000011	0.704865	0.1204	0.512706	0.000006	0.512580	2.9	38.345	15.566	18.491
LQ16-8	0.1137	0.705145	0.000008	0.704886	0.1218	0.512692	0.000005	0.512564	2.6	38.319	15.560	18.470
LQ16-9	0.1119	0.705145	0.000010	0.704891	0.1216	0.512686	0.000004	0.512559	2.5	38.320	15.561	18.476
LQ16-10	0.1124	0.705117	0.000010	0.704861	0.1207	0.512692	0.000005	0.512565	2.6	38.313	15.560	18.472
BYS16-1	0.1576	0.705608	0.000007	0.705248	0.1000	0.512575	0.000007	0.512470	0.8	38.319	15.561	18.453
BYS16-2	0.2051	0.706049	0.000010	0.705580	0.1047	0.512532	0.000004	0.512422	-0.2	38.373	15.568	18.501
BYS16-3	0.1895	0.706018	0.000010	0.705584	0.1024	0.512541	0.000004	0.512433	0.0	38.386	15.570	18.512

(续表 2)

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	SE	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
BYS16-4	0.1998	0.706004	0.000011	0.705547	0.1008	0.512547	0.000004	0.512441	0.2	38.384	15.569	18.507
BYS16-5-2	0.1468	0.705569	0.000010	0.705233	0.1015	0.512586	0.000005	0.512479	0.9	38.287	15.559	18.425
BYS16-6	0.1638	0.705505	0.000009	0.705131	0.1016	0.512595	0.000005	0.512488	1.1	38.335	15.556	18.455
BYS16-7	0.1401	0.705736	0.000010	0.705415	0.1083	0.512536	0.000005	0.512422	-0.2	38.383	15.560	18.499
BYS16-8	0.1654	0.705763	0.000010	0.705385	0.1087	0.512536	0.000005	0.512421	-0.2	38.380	15.559	18.498
BYS16-9	0.1529	0.705748	0.000010	0.705398	0.1085	0.512532	0.000005	0.512418	-0.3	38.384	15.561	18.500
BYS16-10	0.1567	0.705730	0.000009	0.705371	0.1078	0.512530	0.000005	0.512417	-0.3	38.386	15.562	18.499
BYS16-11	0.1586	0.705730	0.000009	0.705367	0.1090	0.512525	0.000004	0.512410	-0.4	38.382	15.560	18.500
JGD16-1	0.2329	0.705524	0.000011	0.705147	0.1021	0.512606	0.000004	0.512529	0.7	38.279	15.559	18.433
JGD16-2	0.2673	0.705632	0.000010	0.705199	0.1157	0.512604	0.000005	0.512518	0.5	38.290	15.558	18.421
JGD16-3	0.1132	0.705066	0.000010	0.704883	0.1022	0.512659	0.000005	0.512583	1.8	38.204	15.545	18.380
JGD16-4	0.2174	0.705363	0.000007	0.705010	0.1161	0.512629	0.000003	0.512543	1.0	38.235	15.558	18.403
JGD16-5	0.1478	0.704791	0.000010	0.704549	0.1122	0.512681	0.000005	0.512597	2.1	38.302	15.541	18.377
JGD16-6	0.1057	0.704879	0.000012	0.704706	0.1227	0.512691	0.000004	0.512599	2.1	38.298	15.545	18.415
JGD16-7	0.1614	0.704869	0.000009	0.704605	0.1220	0.512694	0.000005	0.512602	2.2	38.306	15.546	18.419
JGD16-8	0.0858	0.704847	0.000011	0.704706	0.1223	0.512684	0.000004	0.512591	2.0	38.297	15.544	18.417
JGD16-9	0.1351	0.704847	0.000009	0.704626	0.1257	0.512682	0.000004	0.512588	1.9	38.301	15.544	18.420
JGD16-10	0.1699	0.704844	0.000011	0.704566	0.1245	0.512680	0.000004	0.512586	1.9	38.306	15.546	18.414
JGD16-11	0.1039	0.704876	0.000009	0.704706	0.1242	0.512686	0.000004	0.512592	2.0	38.311	15.547	18.425
JHB16-1	0.0526	0.704464	0.000009	0.704373	0.1073	0.512659	0.000004	0.512574	1.8	38.190	15.532	18.276
JHB16-2	0.2585	0.704786	0.000009	0.704338	0.1152	0.512599	0.000006	0.512507	0.5	38.358	15.548	18.422
JHB16-3	0.0768	0.704607	0.000010	0.704473	0.1076	0.512665	0.000005	0.512580	1.9	38.268	15.535	18.334
JHB16-4	0.2457	0.705253	0.000010	0.704827	0.1066	0.512562	0.000004	0.512477	-0.1	38.373	15.551	18.455
JHB16-5	0.3332	0.705457	0.000011	0.704879	0.1112	0.512579	0.000005	0.512490	0.2	38.308	15.548	18.448
JHB16-6	0.2609	0.705268	0.000010	0.704815	0.1046	0.512580	0.000005	0.512497	0.3	38.315	15.536	18.435

注: 灵泉地区同位素比值校准到 160 Ma; 巴杨山地区同位素比值校准到 161 Ma; 加格达奇地区同位素比值校准到 114 Ma; 金河地区同位素比值校准到 122 Ma。

表 3 部分北大兴安岭玄武岩橄榄石微量元素组成( $\mu\text{g/g}$ )Table 3 Trace element compositions ( $\mu\text{g/g}$ ) of olivine phenocrystals in northern Great Xing'an Ridge basalts

样号	JGD16-8-11	JGD16-8-12	JGD16-8-13	JGD16-8-14	JGD16-8-15	JGD16-8-16	JGD16-8-17	JGD16-8-18
Fo	81.4	80.7	79.4	75.4	75.6	78.4	77.2	73.7
Li	16.95	18.82	41.44	18.59	17.70	19.51	16.09	16.72
Sc	10.74	9.21	9.34	10.33	10.36	10.25	10.26	11.07
V	11.30	9.18	10.55	17.22	15.25	13.59	13.33	16.57
Cr	184	169	122	65	49	97	71	48
Co	176	172	176	180	180	178	178	179
Ni	969	1091	799	587	535	681	577	465
Zn	165	165	178	231	227	195	192	252
样号	JGD16-9-177	JGD16-9-178	JGD16-9-179	JGD16-9-180	JGD16-9-181	JGD16-9-182	JGD16-9-183	JGD16-9-191
Fo	82.0	81.6	82.5	83.3	79.1	82.1	79.6	83.8
Li	6.41	7.66	6.26	6.97	9.99	7.46	8.22	5.36
Sc	6.58	6.66	5.58	5.67	6.86	6.02	6.50	5.46
V	5.49	5.04	4.93	4.53	4.53	4.47	4.08	5.45
Cr	204	154	144	230	169	256	82	245
Co	178	174	172	167	174	166	172	160
Ni	1963	1840	2088	2230	1541	2180	1354	2237
Zn	209	234	207	220	257	217	232	190

(续表 3)

样号	LQ16-7-7	LQ16-7-8	LQ16-7-9	LQ16-7-10	LQ16-7-11	LQ16-7-12	LQ16-7-13	LQ16-7-21
Fo	82.0	81.6	82.5	83.3	79.1	82.1	79.6	83.8
Li	6.41	7.66	6.26	6.97	9.99	7.46	8.22	5.36
Sc	6.58	6.66	5.58	5.67	6.86	6.02	6.50	5.46
V	5.49	5.04	4.93	4.53	4.53	4.47	4.08	5.45
Cr	204	154	144	230	169	256	82	245
Co	178	174	172	167	174	166	172	160
Ni	1963	1840	2088	2230	1541	2180	1354	2237
Zn	209	234	207	220	257	217	232	190

样号	LQ16-8-151	LQ16-8-152	LQ16-8-153	LQ16-8-154	LQ16-8-155	LQ16-8-156	LQ16-8-157	LQ16-8-158
Fo	81.6	84.2	85.7	83.8	83.5	85.8	83.9	84.8
Li	6.81	4.49	3.63	3.68	3.72	2.32	4.70	10.11
Sc	6.26	5.98	5.53	6.05	7.08	5.82	5.79	5.53
V	5.28	6.98	5.12	4.57	7.84	7.84	5.25	7.94
Cr	213	291	311	200	85	194	243	266
Co	180	180	173	181	181	174	176	170
Ni	1831	2635	2828	1983	1425	3318	2270	2916
Zn	227	164	157	159	187	158	180	155

注: 橄榄石的 Fo (%) = 100 × Mg/(Mg + Fe)

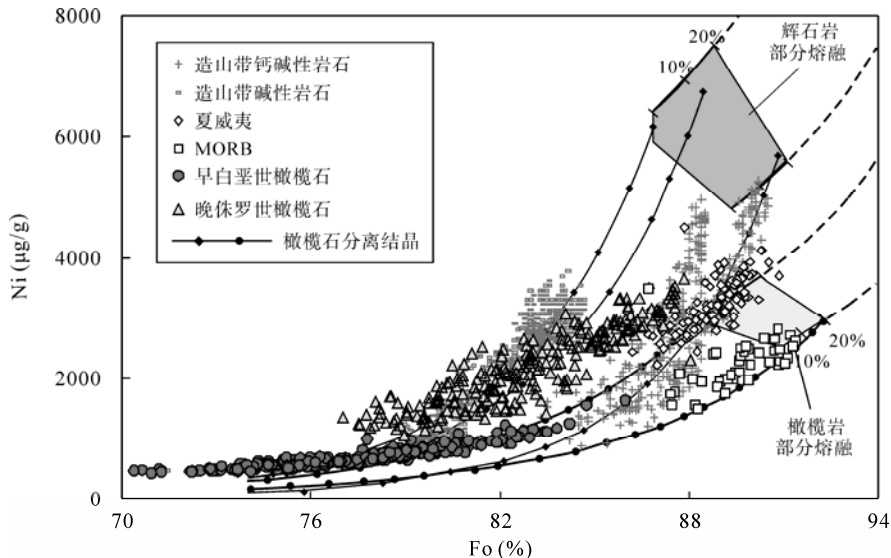


图 7 橄榄石中的 Ni 与 Fo 图解

Fig.7 Ni vs. Fo for olivines from high Mg basalts

底图修改自文献[46]。浅灰色的区域是橄榄岩部分熔融区域; 深灰色区域是辉石岩部分熔融区域。MORB 和夏威夷数据引自文献 [17]; 造山带岩石数据引自文献[46]

Modified from reference [46]. Light grey field shows range of melts is created from serially melting peridotite. Dark grey field indicates pyroxenite mantle source. MORB and Hawaii are after reference [17], and orogenic belt rocks after reference [46]

低 Ni 熔体, 结晶出低 Ni 橄榄石<sup>[48]</sup>。古生代时期, 中国东部岩石圈厚度高达 200 km<sup>[49-50]</sup>, 中生代时期发生明显减薄<sup>[51-52]</sup>, 重力梯度带以东地区减薄程度高于西部地区。灵泉地区位于重力梯度带的西侧, 加格达奇地区位于重力梯度带的东侧, 两个地区的岩石圈厚度存在差异, 而且全岩主元素、微量元素和同位素特征比较接近。牛耀龄的盖层效应在解释 Ni

含量具有一定可信度, 不过仍然需要对重力梯度带东西侧的中生代岩石样品做横向对比。

灵泉地区晚侏罗世高 Mg 玄武岩中的橄榄石具有和造山带碱性岩石相似的 Ni 含量, 明显高于橄榄岩源区部分熔融形成的橄榄石, 这暗示晚侏罗世源区中可能存在辉石岩的贡献<sup>[17,18,46,53-55]</sup>。而加格达奇早白垩世高 Mg 玄武岩中的橄榄石中的 Ni 含量相对

较低,基本落在橄榄岩部分熔融熔体分离结晶的范围内,源区母岩可能是橄榄岩。

Cr的含量通常受到橄榄岩中石榴子石和尖晶石的控制<sup>[17,53]</sup>,可以用Cr的含量来判定橄榄岩的熔融程度,因为高度熔融的橄榄岩,残余体中不含有富Cr的相<sup>[17,53,56]</sup>。在Cr-Fo图解(图8)中,太古宙的科马提岩具有最高的Cr值,说明源区没有尖晶石和石榴子石的残留,科马提岩直接形成于橄榄岩的高程度熔融<sup>[17]</sup>。灵泉地区的Cr含量与MORB相似,而加格达奇地区则具有比OIB和MORB更低的Cr,这说明加格达奇玄武岩相对灵泉玄武岩源区部分熔融程度较低,存在Cr尖晶石的残留。

地幔、地核以及球粒陨石的Ni/Co比值都约等于20<sup>[17,53]</sup>,由于富Cr尖晶石-熔体的 $K_{d,Ni}/K_{d,Co}$ 至少为4<sup>[57]</sup>,源区中尖晶石的分离结晶使残留的熔体中的Ni/Co比值急剧降低。如果橄榄石斑晶的Ni/Co比值小于20,源区可能残留尖晶石。

研究区的Ni/Co比值基本低于20,加格达奇早白垩世橄榄石斑晶具有较低的Ni/Co比值(4~9),随着Fo值的改变,Ni/Co比值相对恒定,暗示源区残留富Cr尖晶石。灵泉地区晚侏罗世橄榄石斑晶的Ni/Co比值(8~20)比早白垩世的橄榄石斑晶高,当Fo值最大(88)时,Ni/Co比值趋近于20。随着Fo值的降低,Ni/Co比值逐渐降低,这说明岩浆在演化过程中发生了尖晶石的分离结晶。

### 3.5 斜长石 Sr 同位素特征

我们测试了灵泉地区、巴杨山地区和加格达奇

共60个斜长石斑晶Sr同位素比值(表4,图9)。图9中,分散的黑点代表斜长石斑晶的Sr同位素比值,虚线代表斜长石斑晶平均Sr同位素比值,实线代表全岩Sr同位素比值。斑晶形成于岩浆早期,全岩是斑晶和基质混合的结果<sup>[58-59]</sup>。如图9所示,斑晶的比值普遍比全岩低,我们推测晚期形成的基质应该具有比全岩更高的Sr同位素比值,说明在岩浆演化的后期存在地壳混染。只有JGD16-7样品中全岩和斜长石斑晶具有相似的同位素组成,说明JGD16-7样品全岩几乎不受到地壳混染,而少量具有较高同位素比值的斜长石可能形成于后期少量壳源岩浆的加入。

## 4 讨论

### 4.1 地壳混染作用

不同于大洋玄武岩,大陆板内玄武质岩浆在喷发形成玄武岩的过程中要穿透厚的大陆地壳,因此可能受到大陆地壳同化混染作用的影响。通过对北大兴安岭中生代岩浆岩的研究,我们发现中生代的岩石普遍遭受一定程度的地壳混染作用,主要的证据如下。

(1) 陆壳一般富集大离子亲石元素(LILE,如Rb、Ba、Th和U)、亏损高场强元素(HFSE,如Nb和Ta)<sup>[60]</sup>。如果发生地壳混染,岩石的LILE/HFSE应该与SiO<sub>2</sub>含量呈正相关关系。相比较于洋岛玄武岩(OIB, 0.08<sup>[39]</sup>),陆壳具有较高的Th/Nb比值(0.7<sup>[40]</sup>)和U/Ta比值。在Th/Nb-SiO<sub>2</sub>(图10a)和U/Ta-SiO<sub>2</sub>图解中(图省略),研究区呈现明显的正相关关系,这证明研究区曾经发生地壳混染。

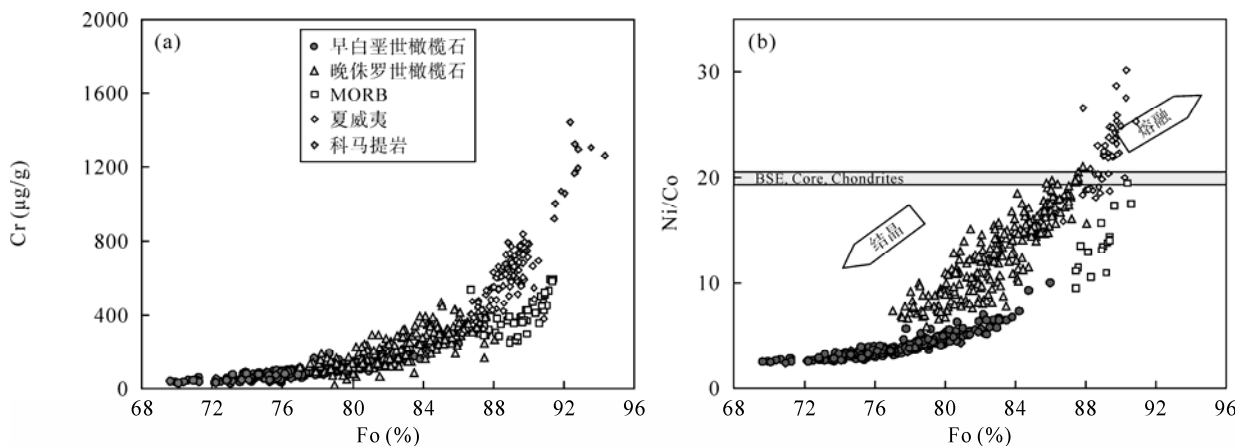


图8 橄榄石中Cr与Fo(a)及Ni/Co与Fo(b)关系图

Fig.8 Cr vs. Fo (a) and Ni/Co vs. Fo (b) for olivines from high Mg basalts

灰色区域的Ni/Co = 20±1,代表整体硅酸盐地球(BSE)、地核(core)和球粒陨石(chondrites)的数值。箭头显示两种趋势:指向右上角的箭头指示了地幔熔融;指向左下角的箭头代表岩浆结晶。MORB、夏威夷、科马提岩的数据引自文献[17]

Grey field shows Ni/Co = 20, representing estimated value of BSE, core and Chondrites. Arrows show two different trends, one of which point at top right corner indicating olivine compositions due to the mantle melting (melting) and the other indicating magma crystallization (cryst). MORB, Hawaii and komatites are after reference [17]

表 4 北大兴安岭玄武岩斜长石 Sr 同位素组成

Table 4 Sr isotope compositions of plagioclase phenocrystals in Northern Great Xing'an Ridge basalts

样号	束斑大小 ( $\mu\text{m}$ )	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$^{88}\text{Sr}$ (V)	$^{85}\text{Rb}$ ( $\times 10^{-3}$ V)	样号	束斑大小 ( $\mu\text{m}$ )	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$^{88}\text{Sr}$ (V)	$^{85}\text{Rb}$ ( $\times 10^{-3}$ V)
BYS16-10-1	82	0.70527	0.00004	0.05652	0.00003	2.93	0.01	BYS16-3-1	82	0.70539	0.00005	0.05660	0.00002	3.13	0.01
BYS16-10-2	82	0.70518	0.00005	0.05650	0.00002	2.82	0.00	BYS16-3-2	82	0.70545	0.00004	0.05657	0.00002	3.57	0.00
BYS16-10-3	82	0.70496	0.00005	0.05654	0.00003	2.46	0.00	BYS16-3-3	82	0.70546	0.00005	0.05653	0.00002	3.02	0.01
BYS16-10-4	82	0.70537	0.00004	0.05671	0.00003	2.93	0.00	BYS16-3-4	82	0.70536	0.00005	0.05650	0.00002	3.49	0.00
BYS16-10-5	82	0.70478	0.00006	0.05650	0.00003	2.37	0.00	BYS16-3-5	82	0.70535	0.00004	0.05659	0.00002	3.28	0.00
BYS16-10-6	82	0.70489	0.00005	0.05650	0.00003	2.47	0.00	BYS16-3-6	82	0.70543	0.00005	0.05644	0.00003	3.08	0.01
BYS16-10-7	82	0.70476	0.00005	0.05670	0.00003	2.52	0.00	BYS16-3-7	82	0.70559	0.00005	0.05658	0.00003	2.95	0.02
BYS16-10-8	82	0.70477	0.00006	0.05662	0.00003	2.41	0.00	BYS16-3-8	82	0.70541	0.00005	0.05668	0.00002	3.20	0.01
BYS16-10-9	82	0.70475	0.00005	0.05665	0.00003	2.40	0.00	BYS16-3-9	82	0.70533	0.00007	0.05651	0.00004	2.28	0.00
BYS16-10-10	82	0.70480	0.00006	0.05661	0.00003	2.40	0.00	BYS16-3-10	82	0.70493	0.00005	0.05657	0.00002	3.07	0.01
BYS16-10-11	82	0.70516	0.00004	0.05654	0.00003	2.78	0.00	JGD16-1-1	82	0.70490	0.00005	0.05662	0.00002	2.85	0.02
JGD16-1-2	82	0.70486	0.00004	0.05652	0.00002	3.22	0.00	JGD16-7-1	82	0.70454	0.00006	0.05661	0.00003	2.37	0.02
JGD16-1-3	82	0.70509	0.00007	0.05676	0.00003	1.95	0.26	JGD16-7-2	82	0.70461	0.00006	0.05662	0.00003	2.19	0.01
JGD16-1-4	82	0.70539	0.00007	0.05688	0.00003	2.04	0.29	JGD16-7-3	82	0.70457	0.00007	0.05667	0.00003	2.28	0.02
JGD16-1-5	82	0.70494	0.00005	0.05659	0.00003	2.68	0.08	JGD16-7-4	82	0.70481	0.00006	0.05672	0.00003	2.21	0.01
JGD16-1-6	82	0.70486	0.00006	0.05657	0.00003	2.29	0.03	JGD16-7-5	82	0.70466	0.00005	0.05665	0.00003	2.44	0.06
JGD16-1-7	82	0.70454	0.00007	0.05702	0.00003	2.24	0.28	JGD16-7-6	82	0.70465	0.00005	0.05681	0.00004	2.22	0.01
JGD16-1-8	82	0.70477	0.00008	0.05690	0.00004	2.01	0.30	JGD16-7-7	82	0.70514	0.00006	0.05680	0.00004	1.86	0.07
JGD16-1-9	82	0.70480	0.00008	0.05672	0.00005	1.58	0.08	JGD16-7-8	82	0.70461	0.00006	0.05704	0.00004	1.85	0.02
JGD16-1-10	82	0.70483	0.00008	0.05674	0.00003	2.05	0.17	JGD16-7-9	82	0.70465	0.00006	0.05661	0.00003	2.22	0.05
LQ16-4-1-1	82	0.70556	0.00004	0.05662	0.00002	3.59	0.05	LQ16-7-1	82	0.70476	0.00007	0.05675	0.00003	2.30	0.04
LQ16-4-1-2	82	0.70559	0.00004	0.05660	0.00002	3.67	0.02	LQ16-7-2	82	0.70473	0.00006	0.05652	0.00003	2.62	0.02
LQ16-4-1-3	82	0.70554	0.00003	0.05652	0.00002	3.79	0.00	LQ16-7-3	82	0.70477	0.00005	0.05669	0.00003	2.71	0.02
LQ16-4-1-4	82	0.70554	0.00004	0.05657	0.00002	3.92	0.00	LQ16-7-4	82	0.70469	0.00005	0.05667	0.00003	2.77	0.01
LQ16-4-1-5	82	0.70559	0.00004	0.05655	0.00002	3.93	0.00	LQ16-7-5	82	0.70480	0.00005	0.05659	0.00003	2.88	0.01
LQ16-4-1-6	82	0.70548	0.00004	0.05655	0.00002	3.74	0.00	LQ16-7-6	82	0.70491	0.00005	0.05669	0.00003	2.70	0.00
LQ16-4-1-7	82	0.70565	0.00004	0.05653	0.00002	3.91	0.00	LQ16-7-7	82	0.70485	0.00005	0.05665	0.00003	2.59	0.02
LQ16-4-1-8	82	0.70557	0.00004	0.05654	0.00002	3.86	0.00	LQ16-7-8	82	0.70482	0.00005	0.05652	0.00003	2.62	0.01
LQ16-4-1-9	82	0.70556	0.00004	0.05661	0.00002	3.85	0.00	LQ16-7-9	82	0.70469	0.00006	0.05661	0.00003	2.56	0.02
LQ16-4-1-10	82	0.70561	0.00004	0.05651	0.00002	3.68	0.00	LQ16-7-10	82	0.70480	0.00005	0.05691	0.00003	2.58	0.01

(2) 地壳一般具有高  $\text{SiO}_2$  含量, 并具有相对较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值和较低的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值。如果发生大规模的地壳混染, 混染岩石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值应该与  $\text{SiO}_2$  含量呈正相关关系,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值应该随着  $\text{SiO}_2$  含量的增加而减少。在  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\text{SiO}_2$  (图 10c) 和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $\text{SiO}_2$  的协变图(图 10d)中, 除了巴杨山地区没有出现明显的相关性外, 灵泉地区、加格达奇和金河镇北都分别显示正相关关系和负相关关系, 表明岩浆在演化后期发生了一定程度的地壳混染。

(3) 从斜长石 Sr 同位素比值与全岩  $\text{SiO}_2$  相关关系图(图 11)中也可以看出, 高  $\text{SiO}_2$  含量的岩石具有较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值, 说明斜长石结晶的宿主岩浆

的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值随着岩浆的演化逐渐升高, 这也证明在岩浆演化的后期存在陆壳混染作用。

#### 4.2 分离结晶作用

灵泉地区的  $\text{MgO}$  变化范围较大(2.88%~9.92%),  $\text{MgO}$  含量大于 6% 时,  $\text{TiO}_2$  和  $\text{TFe}_2\text{O}_3$  趋于水平(图 12b 和图 12d), 含量较稳定;  $\text{MgO}$  含量小于 6% 时,  $\text{TiO}_2$  和  $\text{TFe}_2\text{O}_3$  与  $\text{MgO}$  呈正相关关系。这说明当  $\text{MgO}$  含量小于 6% 时, 可能发生了铁钛氧化物的结晶(图 12b 和图 12d)。  $\text{MgO}$  含量降低,  $\text{Cr}$ 、 $\text{Ni}$  和  $\text{Sc}$  含量大幅度降低(图 12f、图 12g 和图 12h)。由于橄榄石对  $\text{Ni}$  相容, 单斜辉石对  $\text{Sc}$  相容, 如果发生了橄榄石和单斜辉石的分离

结晶的话, Ni、Sc 会随 MgO 含量的降低而下降。而图 12f、图 12g 和图 12h 中 Cr、Ni、Sc 与 MgO 呈现明显正相关关系, 说明岩浆演化过程中发生了橄榄石和单斜辉石的分离结晶。巴杨山地区 MgO 含量相对集中(2.66%~5.43%), 但是 TiO<sub>2</sub> 和 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 MgO 显示比较明显的正相关关系(图 12b 和图 12d), 说明在岩浆演化过程中以钛铁氧化物的结晶分异为主。

加格达奇和金河镇地区样品的 MgO 变化较大, 但是大部分氧化物的变化不太明显。随着 MgO 含量的增加(1.36%~7.06%), 只有 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Sc 呈现明显增加的趋势(图 12e 和图 12g), 说明这两个地区可

能发生过斜长石和单斜辉石的分离结晶。这也与球粒陨石标准化的稀土元素分布模式一致, 金河镇地区的分布模式上可以观察到 Eu 的负异常。

### 4.3 源区母岩性质

根据上文中的讨论, 研究区内的玄武岩经历了不同程度的后期蚀变、地壳混染以及分离结晶的影响, 全岩只能反映部分源区性质<sup>[14-16]</sup>。而橄榄石是幔源岩浆中最先结晶的矿物, 它保留了岩浆演化早期的特征, 因此我们使用橄榄石斑晶的主元素和微量元素追溯原始源区组成<sup>[15,17,18]</sup>。

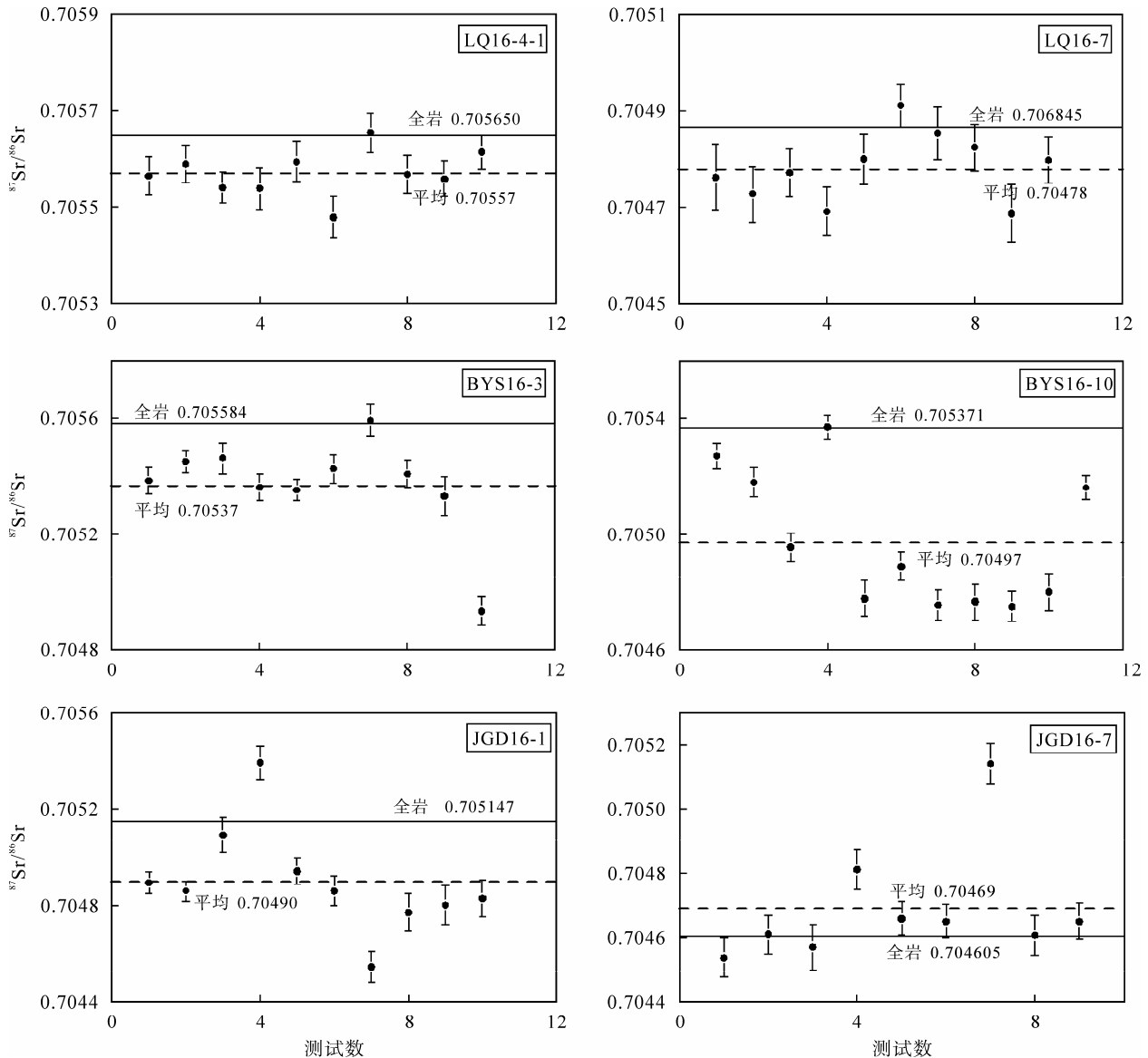


图 9 研究区中生代火山岩斜长石斑晶  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  同位素比值

Fig.9 Measured  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of plagioclase phenocrysts from Mesozoic volcanic rocks in study area

图中实线是样品全岩的 Sr 同位素组成, 虚线是斜长石斑晶平均 Sr 同位素组成

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of volcanic rocks are represented by solid horizontal lines. Mean values of measured  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of plagioclase phenocrysts are represented by dashed horizontal lines

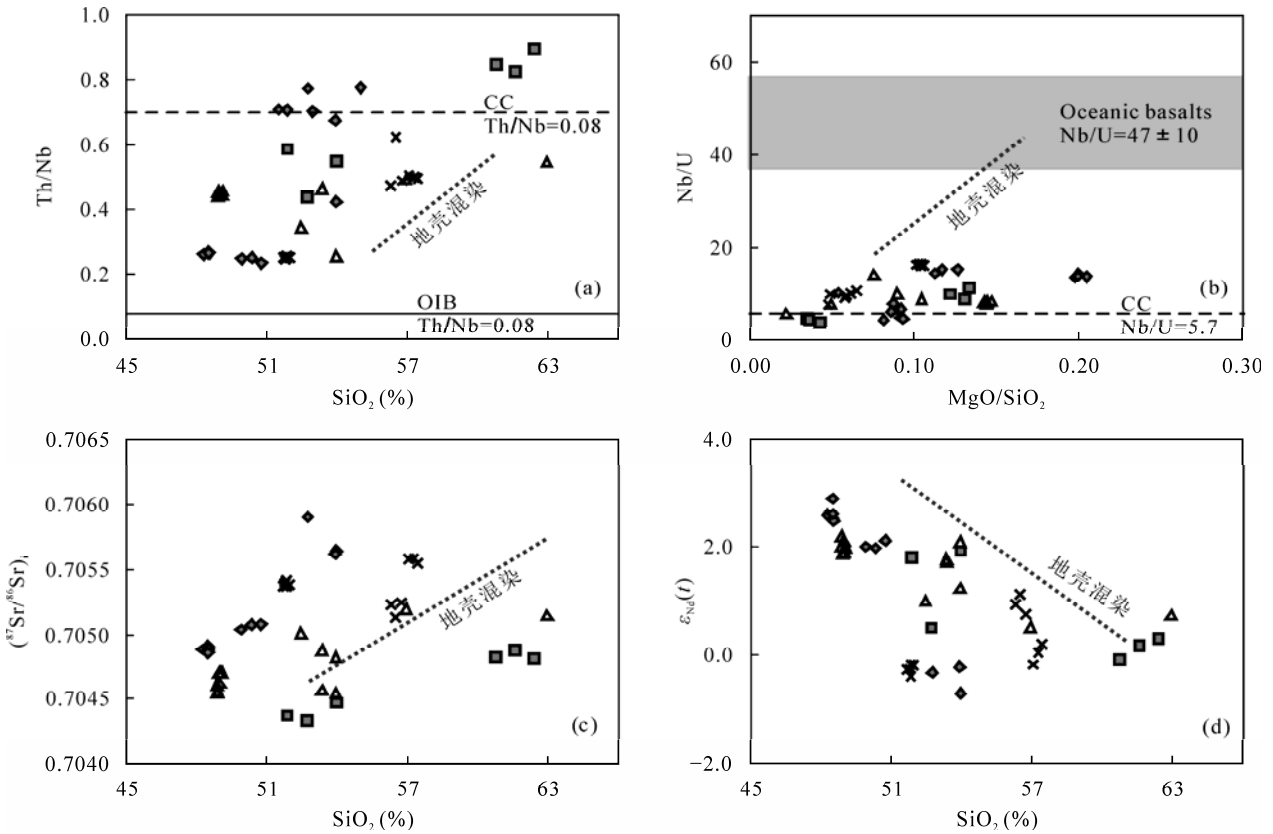


图 10 研究区中生代火山岩 Th/Nb-SiO<sub>2</sub> (a)、Nb/U-MgO/SiO<sub>2</sub> (b)、<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub>-SiO<sub>2</sub> (c)和 ε<sub>Nd</sub>(t)-SiO<sub>2</sub> (d)图解 (图例与图 9 相同)

Fig.10 Correlation diagrams of Th/Nb vs. SiO<sub>2</sub> (a), Nb/U vs. MgO/SiO<sub>2</sub> (b), <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (c), and ε<sub>Nd</sub>(t) vs. SiO<sub>2</sub> of Mesozoic volcanic rocks in study area (the symbols are the same as those in Fig.9)

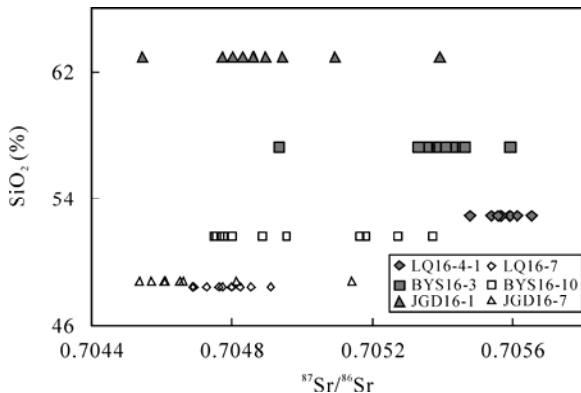


图 11 研究区中生代火山岩全岩 SiO<sub>2</sub> 含量与斜长石 Sr 同位素比值协变图

Fig.11 SiO<sub>2</sub> contents vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios from plagioclases for volcanic rocks

由于石榴子石-熔体的  $D_{Mn}$  在低程度熔融时候为 7, 随着熔融程度增加, Mn 的分配系数降低<sup>[18]</sup>。如果源区有石榴子石残留, 会导致橄榄石中的 Mn 值偏低。随着 Fo 值的降低, 晚侏罗世和早白垩世橄榄石斑晶 Mn 含量都逐渐高于橄榄岩源区<sup>[18]</sup>。高 Fo 值的情况下, 晚侏罗世橄榄石显示较低的 Mn 含量(图

13a)。Fe/Mn 比值变化范围较大, 大部分橄榄石斑晶具有与夏威夷地区相似的 Fe/Mn 比值<sup>[17]</sup>, 都高于 70, 这可能是因为源区中具有较高的 Fe 含量。橄榄石中较低的 Mn 含量, 以及较高的 Fe/Mn 比值, 都暗示源区可能是富含石榴子石的辉石岩源区。

早白垩世加格达奇地区橄榄石 Mn 含量基本落在 8%~20% MgO 的派生岩浆中, Fe/Mn 比值基本落在 60~70 之间, 暗示一个橄榄岩源区。部分橄榄石 Fe/Mn 比值小于 60, 熔体可能处于更氧化的环境<sup>[61]</sup>。

在橄榄石组成中, Mn/Fe 和 Ni/(Mg/Fe)受到分离结晶影响较小<sup>[17,62,63]</sup>, 因此可以用这两种参数来反映源区的差异性。夏威夷地区橄榄石位于辉石岩和橄榄岩源区之间, 2007 年 Sobolev *et al.*<sup>[17]</sup>认为再循环的洋壳可能导致辉石岩和橄榄岩源区混合, 形成了夏威夷地区的典型特征。结合夏威夷地区高 Ni 的特征, 说明源区可能存在橄榄岩和不同程度亏损的无橄榄石地幔岩石的混合, 这些无橄榄石地幔岩石可能形成于再循环洋壳或再循环陆壳<sup>[53,54,64,65]</sup>。高



Mn/Fe 的橄榄石来自于高度亏损的橄榄岩(只剩下橄榄石和尖晶石)的低程度熔融, 因为橄榄石和尖晶石

中的  $D_{Mn}/D_{Fe}$  都小于 1<sup>[17,53]</sup>, 这种橄榄岩产生的熔体将具有较高的 Mn/Fe 比值。

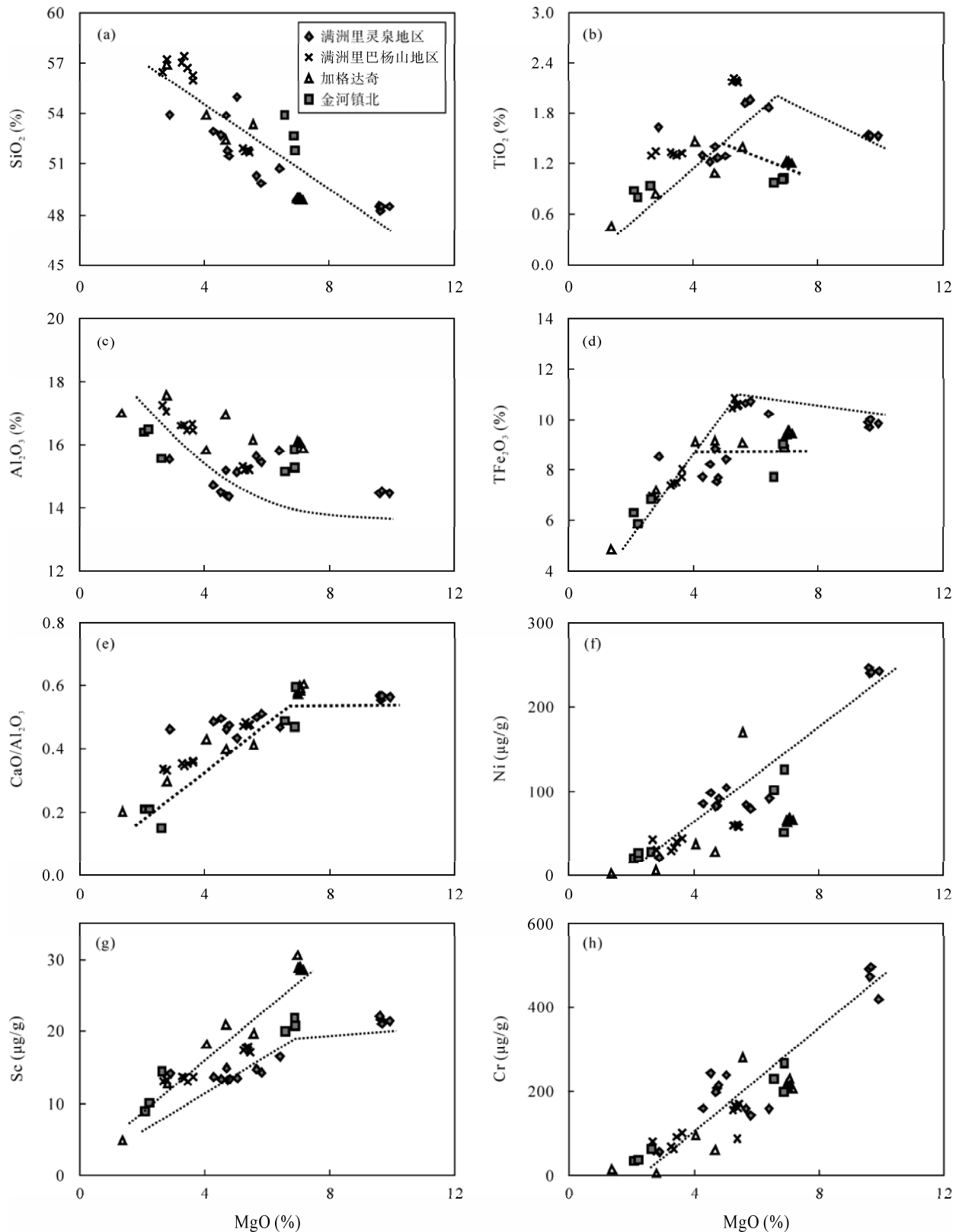


图 12 研究区中生代火山岩  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{TFe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、Ni、Co、Sc 与 MgO 之间的相关关系图

Fig.12 Correlation diagrams between  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{TFe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , Ni, Co, Sc, and MgO for Mesozoic volcanic rocks in study area

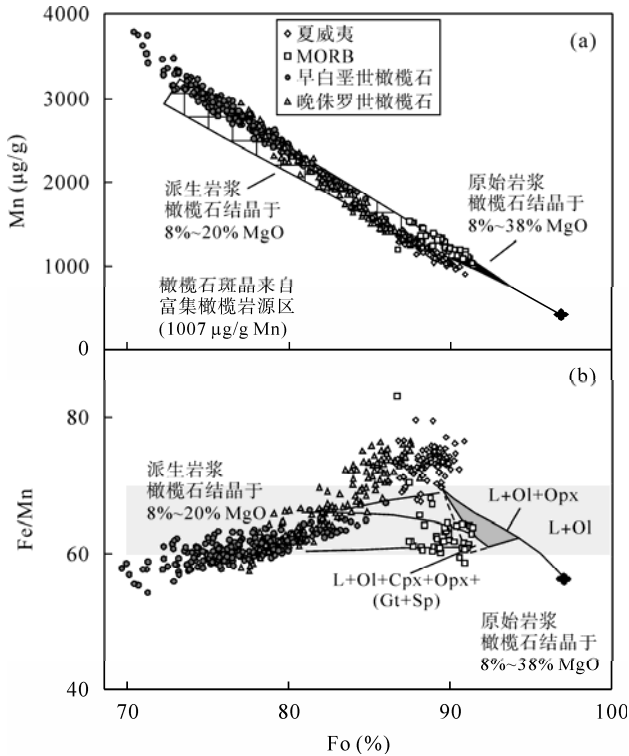


图 13 Mn-Fo (a) 和 Fe/Mn-Fo (b) 变化图解

Fig.13 Diagrams of Mn vs. Fo (a) and Fe/Mn vs. Fo for observed olivine phenocrysts

(a) 黑色区域代表橄榄岩源区的原始岩浆; 格子区域代表发生橄榄石分离结晶的派生岩浆。

(b) 左边的箭头指原始岩浆分离结晶橄榄石后形成的派生岩浆; 灰色区域代表从橄榄岩源区分离结晶出来的橄榄石斑晶。

MORB、夏威夷、科马提岩的数据引自文献[17]。底图据文献[18] (a) Black area indicates olivines from primary magmas; cross-hatched area indicates olivines from olivine-fractionated derivative liquids. (b) Left arrows represent olivines in derivative liquids produced by olivine fractionation of primary magmas; grey area indicates typical olivine phenocrysts corresponding to a peridotite source.

(a) and (b) modified from reference [18]. MORB, Data from Hawaii and komatites are after reference [17]

在 Ni/(Mg/Fe)-Mn/Fe 的相关图解(图 14)中, 我们可以看到早白垩世加格达奇地区的橄榄石都落在橄榄岩的区域内, 说明源区可能是橄榄岩组成。大部分晚侏罗世灵泉地区橄榄石落在橄榄岩和辉石岩之间, 与夏威夷地区相似, 可以用橄榄岩和辉石岩不同程度的混合来解释。

源区中是否存在碳酸岩的贡献? 如图 14 所示, 碳酸岩的交代变质作用将产生更高的 Mn/Fe 比值<sup>[53,64,66]</sup>。而研究区样品橄榄石的 Mn/Fe 比值基本上在 1.3~1.8 之间, 远远小于发生碳酸岩交代的白榴岩的 Mn/Fe 比值(大于 1.9)。

在 Ca 与 Fo 图解(图 15)中, 可以看到受到碳酸岩交代作用的白榴岩具有极高的 Ca 含量, 部分岩石中的 Ca 含量达到 4000 μg/g<sup>[66]</sup>。而在我们的研究区

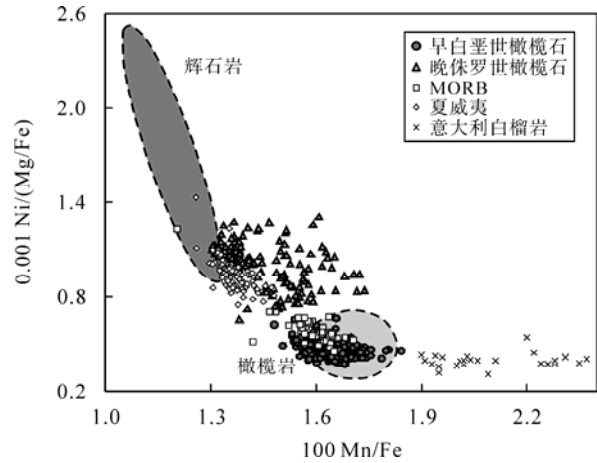


图 14 橄榄石中 Ni/(Mg/Fe)-Mn/Fe 组成(底图据文献[17])

Fig.14 Diagram of Ni/(Mg/Fe) vs. Mn/Fe for observed olivine phenocrysts (modified from reference [17])

黑色圆圈代表来自辉石岩源区的橄榄石组成; 绿色圆圈代表与橄榄岩源区相关的橄榄石组成。MORB、夏威夷的数据引自文献[17]; 意大利白榴岩的数据引自文献[65]

Black ellipse indicates olivines expected for pyroxenitic source; green ellipse indicates olivines expected for peridotites source. MORB and Hawaii are after reference [17]; Italian leucites are after reference [65].

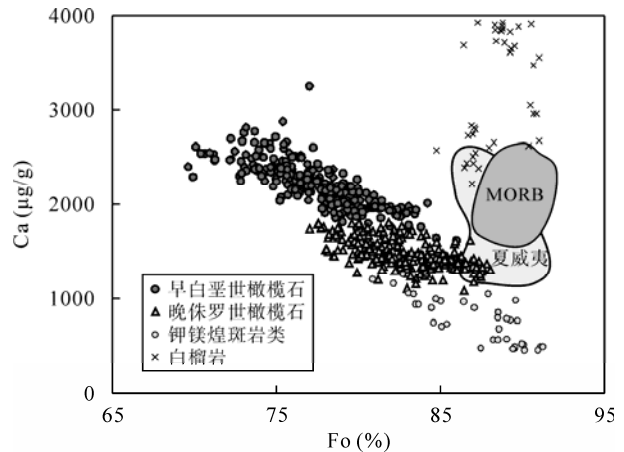


图 15 橄榄石的 Ca 与 Fo 图解

Fig.15 Diagram of Ca vs. Fo for observed olivine phenocrysts MORB、夏威夷数据引自文献[17]; 钾镁煌斑岩类数据引自文献[56,65]; 白榴岩数据引自文献[66]

MORB and Hawaii are after reference [17]; lamproites are after references [56,65]; leucites are after reference [66]

范围内, 加格达奇的 Ca 含量偏高, 但是没有出现特殊高的数值(> 3000 μg/g), 总体含量在橄榄岩分离结晶范围内。灵泉地区 Ca 含量偏低, 和无橄榄石的辉石岩源区一致。研究区整体较低的 Ca 含量与发生过碳酸质熔体改造的白榴岩明显不同, 不可能发生大规模碳酸质熔体交代作用。如图 15 所示, 晚侏罗世橄榄石斑晶具有和夏威夷地区相似的低 Ca 含量, 指示源区有辉石岩的贡献<sup>[18]</sup>。早白垩世橄榄石斑晶具有和 MORB 相似的较高 Ca 含量, 源区可能是橄榄岩组成。

#### 4.4 源区中再循环物质

研究样品的微量元素却带有明显的“地壳烙印”，如在原始地幔标准化的不相容元素蛛网图(图 5)中，4 个地区玄武岩均呈现显著的 Nb、Ta 负异常和 Pb 正异常，早白垩世的玄武岩(加格达奇和金河镇地区)还呈现 Ti 的负异常，这与地壳的微量元素特征一致<sup>[40]</sup>。这说明地壳或者陆缘沉积物在岩浆演化过程中起到比较重要的作用。这种特征可能是继承源区特征，也可能是由于岩浆上升过程中同化混染部分陆壳。

由于地幔具有广泛的不均一性，White *et al.*<sup>[67]</sup>和 Zinder *et al.*<sup>[68]</sup>提出了 HIMU、PERMA (FOZO)、EM1、EM2 等地幔端元来描述这种不均一性<sup>[69-71]</sup>。在 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图(图 6a)中，晚侏罗世火山岩和大部分早白垩世火山岩落入 EM1 型富集地幔端元区域，少量早白垩世火山岩落入 OIB 区域内。前人的同位素值分布范围较广，晚侏罗世火山岩大多落入 EM1 区域内，早白垩世火山岩散落在 EM1、EM2 和 OIB 的区域中，并且有向地壳方向延伸的趋势，说明存在地壳混染或源区有再循环的陆缘沉积物。在 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 图(图 6b)中，晚侏罗世 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 比值变化范围较小， $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 比值逐渐升高，部分 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 比值落入远洋沉积物范围内，暗示晚侏罗世源区中含有再循环的洋壳沉积物。早白垩世 Pb 同位素变化范围较小，大致沿 Pitcairn 型 EM1 演化线分布，说明在早白垩世，源区可能存在再循环的下地壳。

Foley *et al.*<sup>[53,55]</sup>讨论了形成于不同地质背景的岩石中橄榄石主元素和微量含量，这种含量的相关性可以用来解释地幔源区中再循环物质的来源。当我们把橄榄石中的 Ni 和其他元素(如 Co、Mn、Al 和 Sc)做对比，我们可以看到图 16 中出现两种截然不同的趋势：钾镁煌斑岩代表的“造山趋势”向左上角方向延伸，OIB 代表的“洋壳”趋势向右上角方向延伸。

研究区域中晚侏罗世橄榄石和钾镁煌斑岩中的橄榄石相似，具有较高的 Ni 含量，其他元素(Co、Sc、Al 和 Mn)的含量相对较低。这种“造山带”左上倾的趋势，不能用洋壳循环解释，而应该归因于陆壳再循环<sup>[53,64]</sup>，暗示晚侏罗世的源区可能存在陆壳成分的贡献。在图 16 中，早白垩世橄榄石斑晶的 Co、Mn、Al、Sc 与 Ni 基本都呈负相关关系，与“造山带”的趋势相似，显示源区中存在陆壳再循环。

Li 可以用来鉴定源区中是否存在再循环的陆壳。

Li 在地幔中属于中等不相容元素，并具有流动性，因此经常在地壳和沉积物(高达 70  $\mu\text{g/g}$ )中富集，在岩石圈地幔和幔源熔体(包括玄武质洋壳)中含量较少(一般只有几个  $\mu\text{g/g}$ )。橄榄石中 Li 属于中等相容元素，通常地幔橄榄石中 Li 的含量要小于 5  $\mu\text{g/g}$ <sup>[74-75]</sup>。地中海钾镁煌斑岩具有高 Li 和 Zn，以及低 Ti 含量<sup>[56,65]</sup>，被证实是因为俯冲过程中含云母地壳在地幔源区中再循环导致。在板内环境，洋壳再循环通常出现高 Ti 和低 Li 橄榄石<sup>[53]</sup>。

在 Li 与 Zn 和 Ti 的双变量图解中(图 17)，早白垩世加格达奇地区具有和钾镁煌斑岩相似的高 Li、Zn，低 Ti 的特征，这说明早白垩世源区可能存在再循环的陆壳。而晚侏罗世灵泉地区具有和加格达奇地区相似的高 Zn、低 Ti 组成。但是 Li 含量(5~15  $\mu\text{g/g}$ )相比于洋壳组成较高，和陆壳再循环相比偏低，这种情况说明晚侏罗世源区中可能同时存在陆壳和洋壳再循环的影响。

#### 4.5 源区熔融时的氧化状态

早期的岩石圈地幔经历了不同程度的熔体丢失，导致化学成分亏损<sup>[53,56]</sup>。熔体丢失降低了橄榄岩的密度，这使它能稳定存在岩石圈地幔中，而不是下沉进入对流地幔。在熔融过程中，石榴子石和单斜辉石首先熔融，更高程度的熔融会消耗斜方辉石，因此强烈亏损的橄榄岩通常是斜方辉橄岩(橄榄石和斜方辉石)或纯橄岩(岩石中橄榄石含量大于 90%)。亏损的橄榄岩中的橄榄石一般亏损不相容元素，大部分不相容元素的含量都比较低。然而，岩石圈地幔经常受到熔(流)体交代而富集不相容元素，由于岩石圈地幔的原橄榄石是极度亏损的，所以一旦微量元素含量发生改变，可以从中评估交代熔体的性质，从而了解地幔岩石圈的演化。

原始岩浆岩中 V/Sc 比值和 V 的分配系数可以用来反应原始地幔熔融过程中的氧化态<sup>[53]</sup>，因为 V 和 Sc 具有相似的相容性，但是 V 具有两种氧化状态，而氧化状态下  $\text{V}^{3+}$ 更加不相容，因此氧化状态时，橄榄石中具有更低的 V/Sc 比值<sup>[79-80]</sup>。在图 18 中，我们可以看到 Kaapvaal 和加拿大橄岩具有更高的 V/Sc 比值，而与裂谷相关的橄岩、造山带橄岩、岛弧橄岩都具有较低的 V/Sc 比值(小于 3)<sup>[71,74,86,89]</sup>。晚侏罗世和早白垩世橄石的 V/Sc 比值基本小于 3，暗示源区在熔融时处于氧化状态，岩石形成于更加开放的环境。

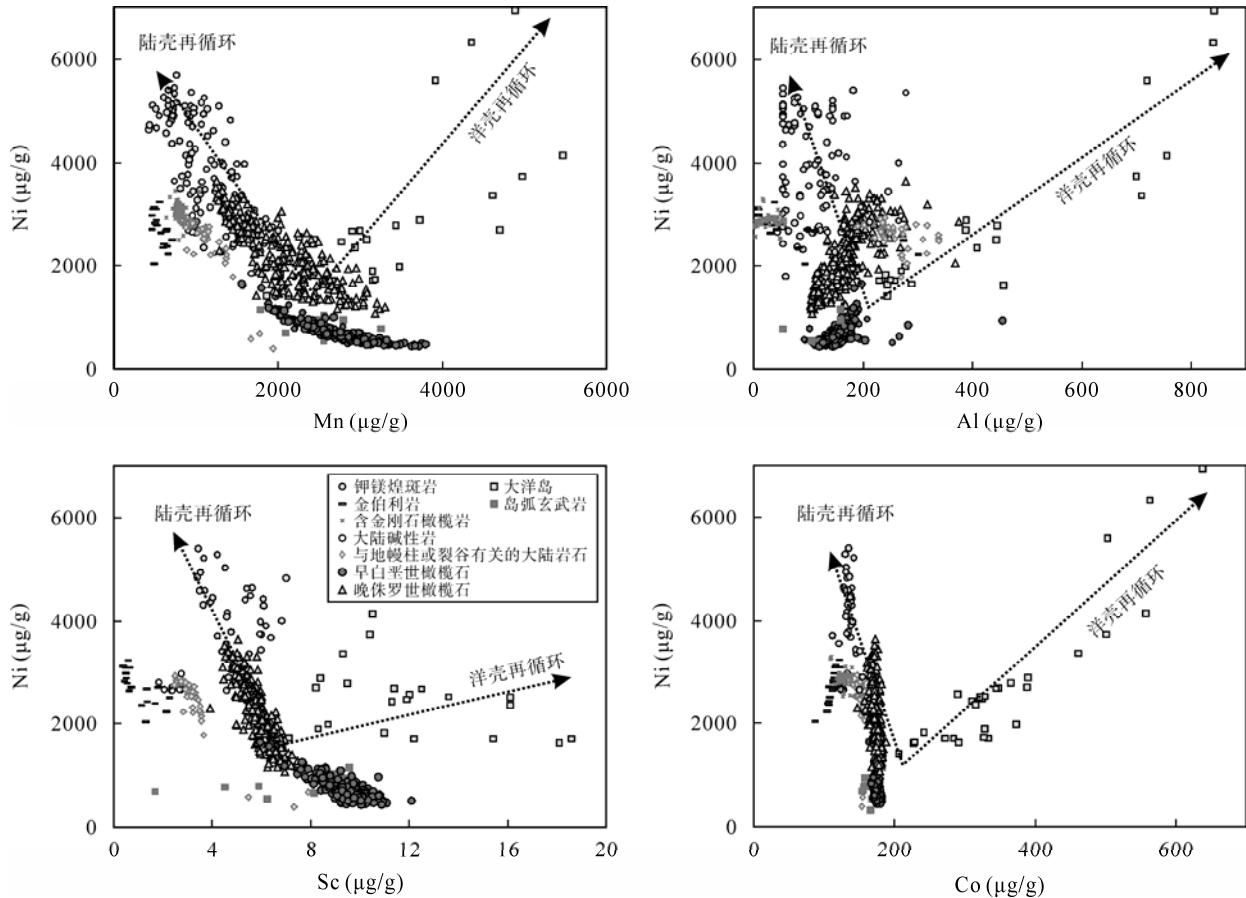


图 16 可用来鉴定是否存在再循环组分的橄榄石中 Ni 与 Co、Sc、Al 和 Mn 之间的关系图

Fig.16 Correlation diagrams between Co, Sc, Al, Mn, and Ni for observed olivine phenocrysts, which can identify whether there are recycled components in the source

数据向三个方向延伸: (1) 在洋岛玄武岩(Canary 岛和夏威夷)中 Ni 与这 4 种元素呈现良好的正相关关系, 这种趋势说明源区可能是由洋壳再循环形成的辉石岩组成。(2) 地中海钾镁煌斑岩具有异常高 Ni 值, 而其他 4 种元素仅仅稍微高于地幔值; 这种趋势说明源区可能是壳源的含金云母辉石岩的再循环。(3) 岛弧玄武岩中低 Ni 通常认为是由于岩浆分离结晶形成的。大洋岛数据引自文献[72-73]; 大陆碱性岩数据引自文献[74]; 与地幔柱或裂谷有关的大陆岩石数据引自文献[75]; 西地中海钾镁煌斑岩类数据引自文献[54,64]; 金伯利岩数据引自文献[74]; 岛弧玄武岩数据引自文献[41]; 含金金刚石橄榄岩数据引自文献[76]

There are three trends: (1) Ni has good positive correlations with other four elements in OIB basalts (Canary Islands and Hawaii), indicating pyroxenitic source resulted from recycled oceanic crusts. (2) High Ni with relative low values of other four elements in lamproites, indicating sources with recycled continent-derived phlogopite-bearing pyroxenite. (3) Low Ni in arc basalts, resulting from fractional crystallization of primary magma. Ocean islands from references [72-73]; continental alkaline rocks from reference [74]; plume/rift-related continental rocks from reference [75]; West Mediterranean lamproites from reference [54,64]; kimberlites from reference [74]; arc basalts from reference [41]; diamond-bearing peridotites from reference [76]

## 5 动力学机制

关于大兴安岭地区中生代玄武岩的成因, 不同学者提出了不同的动力学模型。林强等<sup>[10,90]</sup>、Pirajno *et al.*<sup>[91]</sup> 和 Safonova *et al.*<sup>[92]</sup> 提出地幔柱模型; Meng<sup>[11]</sup>、Fan *et al.*<sup>[11]</sup>、Ying *et al.*<sup>[12,38]</sup> 则认为与蒙古-鄂霍茨克洋闭合造山后的岩石圈伸展相关; Zhang *et al.*<sup>[5]</sup> 和 Wang *et al.*<sup>[13]</sup> 提出古太平洋西向俯冲及之后的拆离; Zhang *et al.*<sup>[93]</sup> 提出了蒙古-鄂霍茨克板片窗效应; Xu *et al.*<sup>[2]</sup> 和 Wang *et al.*<sup>[94-95]</sup> 提出双重效应叠加: 蒙古-鄂霍茨克洋闭合造山后岩石圈伸展以及古

太平洋板块西向俯冲的弧后伸展的远程效应。大兴安岭地区中生代玄武岩成因的争论的主要原因是: 我们很难用一种构造机制解释跨区域、跨时代的大规模中生代火山活动<sup>[4]</sup>。

本文的研究区域内, 晚侏罗世(160 Ma)玄武岩位于中国东北最西部, 与古太平洋俯冲带相距较远 (> 2000 km), 其火山活动更有可能与蒙古-鄂霍茨克洋俯冲闭合有关。根据全岩和橄榄石分析我们发现, 晚侏罗世源区中同时存在陆壳和洋壳的贡献。而此时, 由于蒙古-鄂霍茨克洋向南俯冲<sup>[3,23,24]</sup>, 俯冲板片释放的流体交代岩石圈地幔形成含石榴子石的辉石岩, 晚侏罗世的源区由橄榄岩和部分辉石岩混合组成。

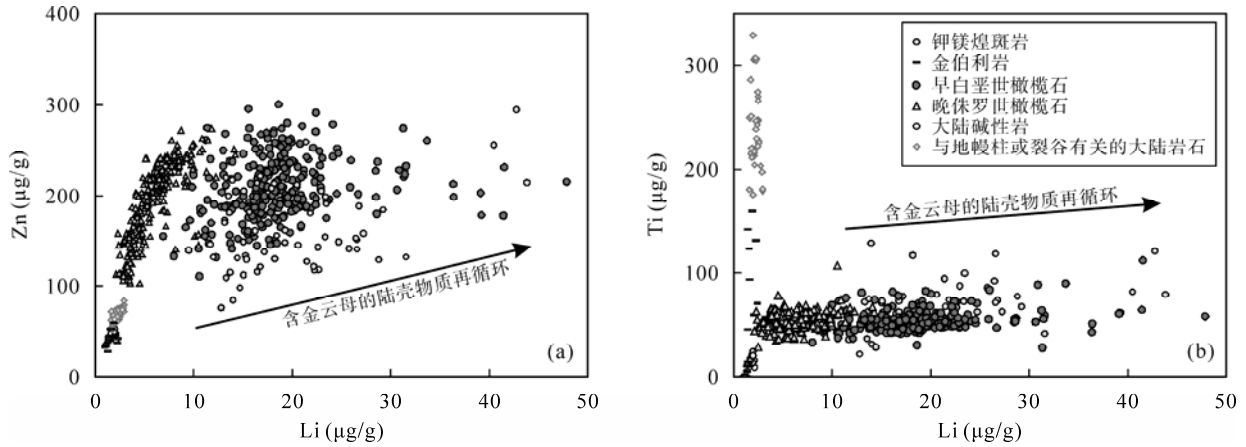


图 17 橄榄石中 Zn 与 Li (a)及 Ti 与 Li (b)关系图

Fig.17 Diagrams of Zn vs. Li (a) and Ti vs. Li (b) for observed olivine phenocrysts

含有再循环陆壳的源区形成的橄榄石, 一般具有高 Li 和 Zn 含量特征。夏威夷地区源区有再循环洋壳参与<sup>[66]</sup>, 具有低 Li (1.1~2.1 µg/g)和相对变化的 Zn 组成。一般认为, 地中海地区的钾镁煌斑岩源区是陆壳再循环形成的辉石岩, 它的橄榄石通常具有高 Li, 低 Ti 含量特征。图中大陆裂谷岩石、岛弧岩石和金伯利岩都具有低 Li 组成, 与洋岛玄武岩<sup>[77-78]</sup>(平均 Li 含量为 1.36~2.3 µg/g)相似。大陆碱性岩数据引自文献[74]; 与地幔柱或裂谷有关的大陆岩石数据引自文献[75]; 西地中海钾镁煌斑岩类数据引自文献[56, 65]; 金伯利岩数据引自文献[74]

Olivines formed in the source containing recycled continental crust are characterized by high Li and Zn. Olivines in Hawaii have low Li (1.1~2.1 µg/g) and variable Zn contents. The source of lamproites in the Mediterranean are expected to have pyroxenites originating by recycling of continental crust, whose olivines have high Li and low Ti. Rift-related continental rocks, arc basalts and kimberlites have the same low Li contents as OIB basalts<sup>[77-78]</sup> (1.36~2.3 µg/g). Continental alkaline rocks from reference [74]; plume/rift-related continental rocks from reference [75]; West Mediterranean lamproites from references [56,65]; kimberlites [74]

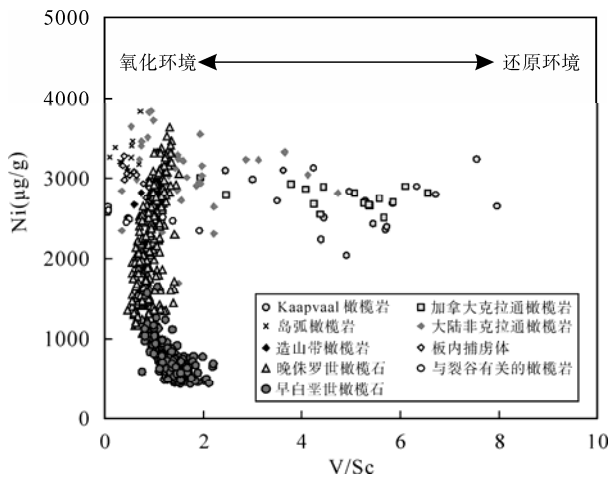


图 18 橄榄石中 Ni 和 V/Sc 的变化图解

Fig.18 Diagram of Ni vs. V/Sc for observed olivine phenocrysts

可以用 V/Sc 判断熔融过程中的氧化状态。Kaapvaal 橄榄岩数据引自文献[74,81]; 加拿大橄榄岩数据引自文献[74]; 大陆非克拉通橄榄岩数据引自文献[82-85]; 造山带橄榄岩数据引自文献[74]; 弧橄榄岩数据引自文献[86]; 板内捕虏体数据引自文献[87-88]; 与裂谷有关的橄榄岩数据引自文献[71,89]

V/Sc can be used to identify oxidation state during melting. Kaapvaal peridotites from references [74,81]; Canadian peridotites from reference [74]; continental non-cratonic peridotites from references [82-85]; orogenic peridotites from reference [74]; arc peridotites from reference [86]; within-plate xenoliths from references [87-88]; rift-related peridotites from references [71,89]

在上文的分析中, 我们认为早白垩世岩浆的源区中存在再循环的陆壳, 陆壳进入源区一般存在以下几种可能性: (1) 地壳拆沉; (2) 洋壳俯冲时候带

入陆缘沉积物; (3) 陆壳深俯冲; (4) 滞留板块释放的流体交代岩石圈地幔。早白垩世蒙古-鄂霍茨克洋基本已经闭合, 大兴安岭北部地区也不存在陆壳深俯冲的地质记录。在地震层析成像剖面图中<sup>[96]</sup>, 大兴安岭之下存在滞留板块, 但是板块前端是否仍保存陆缘沉积物? 滞留板块释放的流体交代应该保留了洋壳的相关信息, 但在早白垩世的源区中并没有发现再循环的洋壳信息。综上所述, 我们认为源区中再循环陆壳应该来自蒙古-鄂霍茨克碰撞造山后的地壳拆沉。

## 6 结 论

(1) 中生代岩石遭受不同程度的岩浆蚀变作用, 并且在演化后期普遍存在地壳混染现象。

(2) 晚侏罗世玄武岩形成于蒙古-鄂霍茨克南向俯冲时期, 源区由橄榄岩和含石榴子石的辉石岩混合组成, 源区同时受到再循环陆壳和俯冲洋壳的影响。岩浆在演化过程中经历了橄榄石、单斜辉石、铁钛氧化物的分离结晶。

(3) 早白垩世玄武岩形成于蒙古-鄂霍茨克造山后岩石圈伸展环境, 源区岩性为尖晶石橄榄岩, 源区中存在再循环的陆壳。岩浆在演化过程中以单斜辉石和斜长石的分离结晶为主。

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的孙胜玲老师、李欣老师和曾文老师在样品主元素、微量元素及同位素测试实验中给予了大量的帮助; 论文得到吉林大学葛文春教授和中科院广州地球化学研究所郭锋研究员的认真审阅并提出宝贵意见, 笔者在此表示衷心感谢。

#### 参考文献(References):

- [1] Meng Q R. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? [J]. *Tectonophysics*, 2003, 369(3): 155–174.
- [2] Xu W L, Pei F P, Wang F, Meng E, Ji W Q, Yang D B, Wang W. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes [J]. *J Asian Earth Sci*, 2013, 74: 167–193.
- [3] Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, Zhang Y B, Grant M L, Wilde S A, Jahn B M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China [J]. *J Asian Earth Sci*, 2011, 41(1): 0–30.
- [4] 孟凡超, 刘嘉麒, 崔岩, 高金亮, 刘祥, 童英. 中国东北地区中生代构造体制的转变: 来自火山岩时空分布与岩石组合的制约[J]. *岩石学报*, 2014, 30(12): 3569–3586.  
Meng Fan-chao, Liu Jia-lin, Cui Yan, Gao Jin-liang, Liu Xiang, Tong Ying. Mesozoic tectonic regimes transition in the Northeast China: Constrains from temporal-spatial distribution and associations of volcanic rocks [J]. *Acta Petrol Sinica*, 2014, 30(12): 3569–3586 (in Chinese with English abstract).
- [5] Zhang J H, Gao S, Ge W C, Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, Li M. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northeastern China: Implications for subduction-induced delamination [J]. *Chem Geol*, 2010, 276: 144–165.
- [6] Zhou J B, Wilde S A, Zhang X Z, Zhao G C, Zheng C Q, Wang Y J, Zhang X H. The onset of Pacific margin accretion in NE China: Evidence from the Heilongjiang high-pressure metamorphic belt [J]. *Tectonophysics*, 2009, 478(3): 230–246.
- [7] Guo F, Fan W M, Wang Y J, Ge L. Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in west Shandong Province, eastern China: Characterizing the lost lithospheric mantle beneath the North China Block [J]. *Geochem J*, 2003, 37(1): 63–77.
- [8] Wu F Y, Xu Y G, Zhu, R X, Zhang G W. Thinning and destruction of the cratonic lithosphere: A global perspective [J]. *Sci China Earth Sci*, 2014, 57(12): 2878–2890.
- [9] Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, Zhang H F, Xia Q K, Zheng T Y. Destruction of the North China Craton [J]. *Sci China Earth Sci*, 2012, 55(10): 1565–1587.
- [10] 林强, 葛文春, 孙德有, 吴福元, 元钟宽, 闵庚德, 陈明植, 李文远, 权致纯, 尹成孝. 中国东北地区中生代火山岩的大地构造意义[J]. *地质科学*, 1998, 33(2): 129–139.  
Lin Qiang, Ge Wen-chun, Sun De-you, Wu Fu-yuan, Yuan Zhong-kuan, Min Geng-de, Chen Ming-zhi, Li Wen-yuan, Quan Zhi-chun, Yin Cheng-xiao. Tectonic significance of Mesozoic volcanic rocks in northeastern China [J]. *Chinese J Geol*, 1998, 33(2): 129–139 (in Chinese with English abstract).
- [11] Fan W M, Guo F, Wang Y J, Ge L. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China [J]. *J Volcanol Geotherm Res*, 2003, 121(1): 115–135.
- [12] Ying J F, Zhou X H, Zhang L C, Wang F. Geochronological framework of Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, NE China, and their geodynamic implications [J]. *J Asian Earth Sci*, 2010, 39(6): 786–793.
- [13] Wang F, Zhou X H, Zhang L C, Ying J F, Zhang Y T, Wu F Y, Zhu R X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 251(1/2): 179–198.
- [14] Ren Z Y, Ingle S, Takahashi E, Hirano N, Hirata T. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume [J]. *Nature*, 2005, 436(7052): 837–840.
- [15] Ren Z Y, Wu Y D, Zhang L, Nichols A R L, Hong L B, Zhang Y H, Zhang Y, Liu J Q, Xu Y G. Primary magmas and mantle sources of Emeishan basalts constrained from major element, trace element and Pb isotope compositions of olivine-hosted melt inclusions [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2017, 208: 63–85.
- [16] Qian S P, Ren Z Y, Zhang L, Hong L B, Liu J Q. Chemical and Pb isotope composition of olivine-hosted melt inclusions from the Hannuoba basalts, North China Craton: Implications for petrogenesis and mantle source [J]. *Chem Geol*, 2015, 401: 111–125.
- [17] 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, Krivolutsкая N A, Matvienkov V V, Nikogosian I K, Rocholl A, Sigurdsson I A, Sushchevskaya N M, Teklay M. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts [J]. *Science*, 2007, 316(5823): 412–417.
- [18] Herzberg C. Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins [J]. *J Petrol*, 2011, 52(1): 113–146.
- [19] 范蔚茗, 郭锋, 高晓峰, 李超文. 东北地区中生代火成岩 Sr-Nd 同位素区划及其大地构造意义[J]. *地球化学*, 2008, 37(4): 361–372.  
Fan Wei-ming, Guo Feng, Gao Xiao-feng, Li Chao-wen. Sr-Nd isotope mapping of Mesozoic igneous rocks in NE China: Constraints on tectonic framework and crystal growth [J]. *Geochimica*, 2008, 37(4): 361–372 (in Chinese with English abstract).
- [20] Donskaya T V, Gladkochub D P, Mazukabzov A M, Ivanov A V. Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean [J]. *J Asian Earth Sci*, 2013, 62: 79–97.
- [21] Tomurtogoo O, Windley B F, Kröner A, Badarch G, Liu D Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen [J].

- J Geol Soc, 2005, 162(1): 197–229.
- [22] 孟恩, 许文良, 杨德彬, 邱昆峰, 李长华, 祝洪涛. 满洲里地区灵泉盆地中生代火山岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其地质意义[J]. 岩石学报, 2011, 27(4): 1209–1226.  
Meng En, Xu Wen-liang, Yang De-bin, Qiu Kun-feng, Li Chang-hua, Zhu Hong-tao. Zircon U-Pb chronology, geochemistry of Mesozoic volcanic rocks from the Lingquan basin in Manzhouli area, and its tectonic implications [J]. Acta Petrol Sinica, 2011, 27(4): 1209–1226 (in Chinese with English abstract).
- [23] Metelkin D V, Vernikovsky V A, Kazansky A Y, Wingate M T D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence [J]. Gondw Res, 2010, 18(2): 400–419.
- [24] Kravchinsky V A, Cogn J P, Harbert W P, Kuzmin M I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia [J]. Geophys J Royal Astron Soc, 2002, 148(1): 34–57.
- [25] 赵忠华, 孙德有, 苟军, 任云生, 付长亮, 张学元, 王晰, 柳小明. 满洲里南部塔木兰沟组火山岩年代学与地球化学[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(6): 1865–1880.  
Zhao Zhong-hua, Sun De-you, Gou Jun, Ren Yun-sheng, Fu Chang-liang, Zhang Xue-yuan, Wang Xi, Liu Xiao-ming. Chronology and geochemistry of volcanic rocks in Tamulangou Formation from southern Manchuria, Inner-Mongolia [J]. J Jilin Univ (Earth Sci Ed), 2011, 41(6): 1865–1880 (in Chinese with English abstract).
- [26] 赵忠华, 张学元, 宋鹏, 李永红. 新巴尔虎右旗巴扬山火山断陷盆地铀-多金属成矿地质条件分析[J]. 铀矿地质, 2011, 27(1): 26–29.  
Zhao Zhong-hua, Zhang Xue-yuan, Song Peng, Li Yong-hong. Analysis on geological condition for uranium-polymetal metallization in Bayangshan downfaulted volcanic basin in Xinbaerhuyouqi [J]. Uran Geol, 2011, 27(1): 26–29 (in Chinese with English abstract).
- [27] 苟军, 孙德有, 赵忠华, 任云生, 张学元, 付长亮, 王晰, 魏红艳. 满洲里南部白音高老组流纹岩锆石 U-Pb 定年及岩石成因[J]. 岩石学报, 2010, 26(1): 333–344.  
Gou Jun, Sun De-you, Zhao Zhong-hua, Ren Yun-sheng, Zhang Xue-yuan, Fu Chang-liang, Wang Xi, Wei Hong-yan. Zircon LA-ICPMS U-Pb dating and petrogenesis of rhyolites in Baiyingaolao Formation from the southern Manzhouli, Inner-Mongolia [J]. Acta Petrol Sinica, 2010, 26(1): 333–344 (in Chinese with English abstract).
- [28] Zhang L C, Zhou X H, Ying J F, Wang F, Guo F, Wan B, Chen Z G. Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xingan Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics [J]. Chem Geol, 2008, 256(1): 12–23.
- [29] Xiao W J, Windley B F, Hao J, Zhai M G. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt [J]. Tectonics, 2003, 22(6): 1–20.
- [30] 郭锋, 范蔚茗, 王岳军, 林舸. 大兴安岭南段晚中生代双峰式火山作用[J]. 岩石学报, 2001, 17(1): 161–168.  
Guo Feng, Fan Wei-ming, Wang Yue-jun, Lin Ge. Petrogenesis of the late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the southern Da Hinggan Mts [J]. Acta Petrol Sinica, 2001, 17(1): 161–168 (in Chinese with English abstract).
- [31] Zhang J H, Ge W C, Wu F Y, Wilde S A, Yang J H, Xiao M L. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, northeastern China [J]. Lithos, 2008, 102(1/2): 138–157.
- [32] Tang J, Xu W, Wang F, Ge W C. Subduction history of the Paleo-Pacific slab beneath Eurasian continent: Mesozoic-Paleogene magmatic records in Northeast Asia [J]. Sci China Earth Sci, 2018, 61(5): 527–559.
- [33] Goto A, Tatsumi Y. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer (II) [J]. Rigaku J, 1996, 13(2): 20–38.
- [34] 刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素[J]. 地球化学, 1996, 25(6): 552–558.  
Liu Ying, Liu Hai-chen, Li Xian-hua. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS [J]. Geochimica, 1996, 25(6): 552–558 (in Chinese with English abstract).
- [35] Zhang L, Ren Z Y, Wu Y D, Li N. Strontium isotope measurement of basaltic glasses by laser ablation multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometry based on a linear relationship between analytical bias and Rb/Sr ratios [J]. Rapid Commun Mass Spect, 2018, 32(2): 105–112.
- [36] Elburg M, Vroon P, Wagt B V D, Tschlikis A. Sr and Pb isotopic composition of five USGS glasses (BHVO-2G, BIR-1G, BCR-2G, TB-1G, NKT-1G) [J]. Chem Geol, 2005, 223(4): 0–207.
- [37] Zhang L, Ren Z Y, Xia X P, Yang Q, Hong L B, Wu D. *In situ* determination of trace elements in melt inclusions using laser ablation-inductively coupled plasma-sector field-mass spectrometry [J]. Rapid Commun Mass Spect, 2019, 33(4): 361–370.
- [38] Ying J F, Zhou X H, Zhang L C, Wang F, Zhang Y T. Geochronological and geochemical investigation of the late Mesozoic volcanic rocks from the Northern Great Xing'an Range and their tectonic implications [J]. Int J Earth Sci, 2010, 99(2): 357–378.
- [39] Sun S-s, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. Geol Soc London Spec Publ, 1989, 42(1): 313–345.
- [40] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust [J]. Treatise Geochem, 2003, 3: 1–64.
- [41] Wade J A, Plank T, Melson W G, Soto G J, Hauri E. The volatile content of magmas from Arenal volcano, Costa Rica [J]. J Volcanol Geotherm Res, 2006, 157(1): 94–120.
- [42] 牛耀龄. 板内洋岛玄武岩(OIB)成因的一些基本概念和存在的问题[J]. 科学通报, 2010, 55(2): 103–114.  
Niu Yao-ling. Some basic concepts and problems on the petrogenesis of intra-plate ocean island basalts (OIB) [J]. Chinese Sci Bull, 2010, 55(2): 103–114 (in Chinese).
- [43] Othman D B, White W M, Patchett J. The geochemistry of

- marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 94(1): 1–21.
- [44] Stracke A, Hofmann A W, Hart S R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6(5): 1–20.
- [45] Guo F, Fan W M, Gao X F, Li C W, Miao L C, Zhao L, Li H X. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Mesozoic igneous rocks in NE China: Constraints on tectonic framework and Phanerozoic crustal growth [J]. *Lithos*, 2010, 120(3): 563–578.
- [46] Straub S M, Lagatta A B, Pozzo M D, Langmuir C H. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2008, 9(3): 1–33.
- [47] Niu Y L, O'Hara M J. Varying Ni in OIB olivines product of process not source [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71(15): 721–721.
- [48] 牛耀龄. 全球构造与地球动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2013: 1–307.  
Niu Yao-ling. *Global Tectonics and Geodynamics* [M]. Beijing: Science Press, 2013: 1–307 (in Chinese).
- [49] 路凤香, 郑建平, 李伍平, 陈美华, 成中梅. 中国东部显生宙地幔演化的主要样式: “蘑菇云”模型[J]. *地学前缘*, 2000, 7(1): 97–108.  
Lu Feng-xiang, Zheng Jian-ping, Li Wu-ping, Chen Mei-hua, Cheng Zhong-mei. The main evolution pattern of Phanerozoic mantle in the eastern China: The “mushroom cloud” model [J]. *Earth Sci Front*, 2000, 7(1): 97–108 (in Chinese with English abstract).
- [50] 路凤香, 韩柱国, 郑建平, 任迎新. 辽宁复县地区古生代岩石圈地幔特征[J]. *地质科技情报*, 1991, 10(增刊): 2–20.  
Lu Feng-xiang, Han Zhu-guo, Zheng Jian-ping, Ren Ying-xin. The lithospheric characteristics of Fuxian, Liaoning Province [J]. *Geosci Inf*, 1991, 10(suppl): 2–20 (in Chinese with English abstract).
- [51] Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism [J]. *Phys Chem Earth A*, 2001, 26(9/10): 747–757.
- [52] 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 陈立华, 庄真, 傅竹武, 吕梓龄, 胡家富. 华北地区三维地壳上地幔结构[J]. *地球物理学报*, 1991, 34(2): 172–181.  
Chen Guo-ying, Song Zhong-he, An Chang-qiang, Chen Li-hua, Zhuang Zhen, Fu Zhu-wu, Lü Zi-ling, Hu Jia-fu. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the north China region [J]. *Chinese J Geophys*, 1991, 34(2): 172–181 (in Chinese with English abstract).
- [53] Foley S F, Prelevic D, Rehfeldt T, Jacob D E. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 363(2): 181–191.
- [54] Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, Nikogosian L K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts [J]. *Nature*, 2005, 434(7033): 590–597.
- [55] Foley S F, Andronikov A V, Jacob D E, Melzer S. Evidence from Antarctic mantle peridotite xenoliths for changes in mineralogy, geochemistry and geothermal gradients beneath a developing rift [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70(12): 3096–3120.
- [56] Prelevic D, Foley S F. Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: Evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions in lamproites [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 256(1/2): 120–135.
- [57] Horn I, Foley S F, Jackson S E, Jenner G A. Experimentally determined partitioning of high field strength- and selected transition elements between spinel and basaltic melt [J]. *Chem Geol*, 1994, 117(1–4): 193–218.
- [58] Davidson J P, Morgan D J, Charlier B L A, Harlou R, Hora J M. Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: Implications for the study of magmatic systems [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2007, 35(1): 273–311.
- [59] Ramos F C, Wolff J A, Tollstrup D L. Sr isotope disequilibrium in Columbia River flood basalts: Evidence for rapid shallow-level open-system processes [J]. *Geology*, 2005, 33(6): 457–460.
- [60] Gao S, Zhang B R, Jin Z M, Kern H, Luo T C, Zhao Z T. How mafic is the lower continental crust? [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161(1–4): 101–117.
- [61] Kelley K A, Cottrell E. Water and the oxidation state of subduction zone magmas [J]. *Science*, 2009, 325(5940): 605–607.
- [62] Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano [J]. *Nature*, 2006, 444(7119): 605–609.
- [63] Kinzler R J, Grove T L, Recca S I. An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1990, 54(5): 1255–1265.
- [64] Veter M, Foley S F, Mertz-Kraus R, Groschopf N. Trace elements in olivine of ultramafic lamprophyres controlled by phlogopite-rich mineral assemblages in the mantle source [J]. *Lithos*, 2017, 292/293: 81–95.
- [65] Prelević D, Akal C, Foley S F, Romer R L, Stracke A, Bogaard P V. Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for postcollisional mantle dynamics of lithosphere: The case of SW Anatolia, Turkey [J]. *J Petrol*, 2012, 53(5): 1019–1055.
- [66] Ammannati E, Jacob D E, Avanzinelli R, Foley S F, Conticelli S. Low Ni olivine in silica-undersaturated ultrapotassic igneous rocks as evidence for carbonate metasomatism in the mantle [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2016, 444: 64–74.
- [67] White W M, Hofmann A W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution [J]. *Nature*, 1982, 296(5860): 821–825.
- [68] Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2003, 14(1): 493–571.
- [69] Ren Z Y, Hanyu T, Miyazaki T, Chang Q, Kawabata H, Takahashi T, Hirahara Y, Nichols A R L, Tatsumi Y. Geochemical differences of the Hawaiian shield lavas: Implications for melting process in the heterogeneous Hawaiian plume [J]. *J Petrol*, 2009, 50(8): 1553–1573.
- [70] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member



- compositions-trace-element and isotopic constraints [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104(2-4): 381-397.
- [71] Willbold M, Stracke A. Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust [J]. *Chem Geol*, 2010, 276(3/4): 188-197.
- [72] Neumann E R, Wulffpedersen E, Simonsen S L, Pearson N J, Martí J, Mitjavila J. Evidence for fractional crystallization of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary Islands [J]. *J Petrol*, 1999, 40(7): 1089-1123.
- [73] Hagerty J J, Shearer C K, Vaniman D T, Burger P V. Identifying the effects of petrologic processes in a closed basaltic system using trace-element concentrations in olivines and glasses: Implications for comparative planetology [J]. *Am Mineral*, 2006, 91: 1499-1508.
- [74] De Hoog J C M, Gall L, Cornell D H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry [J]. *Chem Geol*, 2010, 270(1): 196-215.
- [75] Keller J, Zaitsev A N, Wiedenmann D. Primary magmas at Oldoinyo Lengai: The role of olivine melilitites [J]. *Lithos*, 2006, 91(1): 150-172.
- [76] Sobolev N V, Logvinova A M, Zedgenizov D A, Pokhilenko N P, Malygina E V, Kuzmin D V, Sobolev A V. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia [J]. *Lithos*, 2009, 112: 701-713.
- [77] Chan L H, Lassiter J C, Hauri E H, Hart S R, Blusztajn J. Lithium isotope systematics of lavas from the Cook-Austral Islands: Constraints on the origin of HIMU mantle [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 277(3): 433-442.
- [78] Jeffcoate A B, Elliott T, Kasemann S A, Ionov D, Cooper K, Brooker R. Li isotope fractionation in peridotites and mafic melts [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71(1): 202-218.
- [79] Li Z X A, Lee C T A. The constancy of upper mantle  $fO_2$  through time inferred from V/Sc ratios in basalts [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 228(3/4): 483-493.
- [80] Lee C T A, Leeman W P, Canil D, Li Z X A. Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: Implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions [J]. *J Petrol*, 2005, 46(11): 2313-2336.
- [81] Grégoire M, McInnes B I A, O'Reilly S Y. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids [J]. *Lithos*, 2001, 188(1): 169-183.
- [82] Kaeser B, Kalt A, Pettke T. Evolution of the lithospheric mantle beneath the Marsabit volcanic field (northern Kenya): Constraints from textural, P-T and geochemical studies on xenoliths [J]. *J Petrol*, 2006, 47(11): 2149-2184.
- [83] Rehfeldt T, Foley S F, Jacob D E, Carlson R W, Lowry D. Contrasting types of metasomatism in dunite, wehrlite and websterite xenoliths from Kimberley, South Africa [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2008, 72(23): 5722-5756.
- [84] Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yu C M, Zhang H F, Pearson N, Zhang M. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71(21): 5203-5225.
- [85] Zheng J P, Zhang R Y, Griffin W L, Liou J G, O'Reilly S Y. Heterogeneous and metasomatized mantle recorded by trace elements in minerals of the Donghai garnet peridotites, Sulu UHP terrane, China [J]. *Chem Geol*, 2005, 221(3): 243-259.
- [86] Witt-Eickschen G, O'Neill H S C. The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle peridotite [J]. *Chem Geol*, 2005, 221(1): 65-101.
- [87] Glaser S M, Foley S F, Günther D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia [J]. *Lithos*, 1999, 48(1-4): 263-285.
- [88] Neumann E R, Griffin W L, Pearson N J, O'Reilly S Y. The evolution of the upper mantle beneath the Canary Islands: Information from trace elements and Sr isotope ratios in minerals in mantle xenoliths [J]. *J Petrol*, 2004, 45(12): 2573-2612.
- [89] Neumann E R, Wulffpedersen E, Pearson N J, Spencer E A. Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts inducing Ca metasomatism [J]. *J Petrol*, 2002, 43(5): 825-857.
- [90] 林强, 葛文春, 吴福元, 孙德有, 曹林. 大兴安岭中生代花岗岩类的地球化学[J]. *岩石学报*, 2004, 20(3): 403-412.  
Lin Qiang, Ge Wen-chun, Wu Fu-yuan, Sun De-you, Cao Lin. Geochemistry of Mesozoic granites in Da Hinggan Ling Ranges [J]. *Acta Petrol Sinica*, 2004, 20(3): 403-412 (in Chinese with English abstract).
- [91] Pirajno F, Ernst R E, Borisenko A S, Fedoseev G, Naumov E A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny [J]. *Ore Geol Rev*, 2009, 35(2): 114-136.
- [92] Safonova I Y. Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma [J]. *Ore Geol Rev*, 2009, 35(2): 137-154.
- [93] Zhang S H, Zhao Y, Davis G A, Ye H, Wu F. Temporal and spatial variations of Mesozoic magmatism and deformation in the North China Craton: Implications for lithospheric thinning and decratonization [J]. *Earth Sci Rev*, 2014, 131(4): 49-87.
- [94] Wang T, Zheng Y D, Zhang J J, Zeng L S, Donskaya T V, Guo L, Li J B. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: Perspectives from metamorphic core complexes [J]. *Tectonics*, 2011, 30(6): 1-27.
- [95] Wang T, Guo L, Zhang L, Yang Q, Zhang J, Tong Y, Ye K. Timing and evolution of Jurassic-Cretaceous granitoid magmatism in the Mongol-Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implications for transition from contractional crustal thickening to extensional thinning and geodynamic settings [J]. *J Asian Earth Sci*, 2015, 97(B1): 365-392.
- [96] Huang J L, Zhao D P. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions [J]. *J Geophys Res*, 2006, 111(B09305): 1-21.