

华南长城岭晚白垩世斜斑玄武岩的岩浆作用过程与岩石成因制约*

杨帆^{1,2} 黄小龙^{1**} 李洁^{1,3}

YANG Fan^{1,2}, HUANG XiaoLong^{1**} and LI Jie^{1,3}

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, 广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 国家海洋局第二海洋研究所, 海底科学重点实验室, 杭州 310012

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

3. Key Laboratory of Submarine Geosciences, Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China

2017-05-20 收稿, 2017-10-10 改回.

Yang F, Huang XL and Li J. 2018. Magma processes and petrogenesis of the Late Cretaceous plagioclase-phyric basalt in the Changchengling area, South China. *Acta Petrologica Sinica*, 34(1):157–171

Abstract The plagioclase-phyric basalt may preserve the details of magmatism processes and related geodynamics and tectonic settings. In this paper, we present the details of zoning plagioclase of the Late Cretaceous plagioclase-phyric basalt in the Changchengling area in the central Nanling of South China Block, in order to constrain the magma processes and petrogenesis of this Mesozoic mafic rock. The Changchengling basalt is enriched in large ion lithophile elements, depleted in Nb-Ta with notable positive Pb anomaly and slightly positive Ti anomaly. The samples show high and uniform whole rock initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7088 ~ 0.7089) and slightly negative $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (–0.95 ~ –0.94), but in situ Sr isotopes of plagioclase phenocrysts are relatively variable (ca. 0.706 ~ 0.710). Plagioclase phenocrysts usually show reverse zoning that MgO, FeO and TiO_2 notably increase but K_2O decreases with elevating An contents from core to rim. Reverse zoning plagioclases have different composition in cores but nearly uniform rims, suggesting the magma recharge. Overall, the plagioclase phenocrysts have relatively narrow rims, indicating relatively short-term storage of recharging magma in the chamber. Therefore, the magma recharge might have triggered the last eruption of the Changchengling basalt. The phenocryst's $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ is negatively correlated to its Sr concentration, suggesting the crustal contamination in the evolution of magma chamber, and the residual melt in the chamber would have been contaminated by wall rock. The $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating results reveal that the plateau age of the microcrystal plagioclase in the matrix ($83.45 \pm 0.44\text{Ma}$) is slightly older than that of plagioclase phenocrysts ($79.02 \pm 0.43\text{Ma}$), which would be due to the crust contamination that produced low initial $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ in the recharging magma for its short-term storage in the chamber. The studied samples are plotted into the field of within plate tholeiite in the 2Nb-Zr/4-Y diagram, and plagioclase phenocrysts of the Changchengling basalt have An contents resembling those of intraplate tholeiite. Therefore, the Changchengling basalt should be primarily an intraplate magmatism. The Late Cretaceous mafic magmatism in South China Block, including the Yongtai basalt (~85Ma) in coastal area, and the Changchengling basalt (~79Ma), Hengyang basalt (~70Ma), and Hebu basalt (~63Ma) of inland area, changed gradually from island arc basalt to intraplate alkaline basalt with more and more depleted Sr-Nd isotopes. The spatial and temporal distribution of these basalts indicates that the inland area of South China Block was successively in an extension setting in the Late Cretaceous, which may be due to the roll back of subducting paleo-Pacific plate.

Key words Plagioclase-phyric basalt; In situ Sr isotope; Magmatism; Late Cretaceous; Changchengling; South China

摘要 斜斑玄武岩能较好地记录岩浆作用过程、动力学机制和构造环境。本文对华南南岭中段晚白垩世长城岭斜斑玄

* 本文受国家重点研发计划(2016YFC0600204)和国家自然科学基金项目(41625007、41606041)联合资助。

第一作者简介: 杨帆, 男, 1991年生, 博士生, 矿物学、岩石学与矿床学专业, E-mail: yangfan@gig.ac.cn

** 通讯作者: 黄小龙, 男, 1972年生, 研究员, 岩石地球化学专业, E-mail: xlhuang@gig.ac.cn

武岩的斜长石环带结构进行了详细研究,以制约其岩浆作用过程和岩石成因机制。长城岭斜斑玄武岩富集大离子亲石元素,亏损 Nb-Ta,具强烈 Pb 正异常和轻微 Ti 正异常;其全岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 较高且较均匀(0.7088 ~ 0.7089), $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 较低(-0.95 ~ -0.94),而斜长石斑晶原位 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化相对较大(0.706 ~ 0.710)。斜长石斑晶普遍显示反环带结构,从核部到边部的 An 组分以及 MgO、FeO、TiO₂ 含量明显升高而 K₂O 含量降低;另外,反环带结构斜长石斑晶的核部 An 含量不均匀,但边部成分一致,指示岩浆补给作用。总体上,斜长石斑晶的边部相对较窄,指示补给岩浆在岩浆房中的驻留时间较短,补给岩浆的加入造成了玄武岩浆的快速喷发。斜长石斑晶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 Sr 含量呈负相关关系,表明岩浆房演化过程中存在地壳物质的同化混染作用。³⁹Ar-⁴⁰Ar 定年结果显示,由基质斜长石获得的坪年龄(83.45 ± 0.44Ma)略老于由斜长石斑晶获得的坪年龄(79.02 ± 0.43Ma),为驻留时间较短的补给岩浆受地壳混染作用影响而具有偏低的初始³⁹Ar/⁴⁰Ar 的结果。长城岭斜斑玄武岩在 2Nb-Zr/4-Y 图解中落在板内拉斑玄武岩区域内,并具有与板内拉斑玄武岩相似的斜长石 An(60 ~ 70),应形成于板内拉张环境。华南地区晚白垩世基性岩浆活动,包括沿海地区的永泰玄武岩(~85Ma)和内陆地区的长城岭斜斑玄武岩(~79Ma)、衡阳玄武岩(~70Ma)及禾埠玄武岩(~63Ma)等,显示逐渐从岛弧玄武岩转变为板内碱性玄武岩的趋势,其 Sr-Nd 同位素也显示逐渐亏损的特征;它们的时空分布特征表明,华南内陆在晚白垩世期间经历了持续的拉张作用,可能与古太平洋板块后撤有关。

关键词 斜斑玄武岩;原位 Sr 同位素;岩浆作用;晚白垩世;长城岭;华南

中图法分类号 P588.145; P597.3

斜斑玄武岩是一种以斜长石为主要斑晶的玄武岩,常出现在大规模岩浆活动区域,如峨眉山大火成岩省的大桥组玄武岩(Cheng *et al.*, 2014),冰岛洋中脊玄武岩(Neave *et al.*, 2013),Gorda 洋中脊玄武岩(Nielsen *et al.*, 1995),以及岛弧高铝玄武岩(Luhr and Haldar, 2006)等。斜斑玄武岩中的斜长石斑晶在不同构造环境具有不同的成分特征。大陆溢流玄武岩中的斜长石斑晶的 An 较低(约 50 ~ 60,如峨眉山大火成岩省大桥组玄武岩;Cheng *et al.*, 2014),洋中脊玄武岩中的斜长石斑晶常具有高 An(>80,如冰岛洋中脊玄武岩;Neave *et al.*, 2013),而岛弧高铝玄武岩中的斜长石则具有极高 An(~95,如 Barren 岛岛弧高铝玄武岩;Luhr and Haldar, 2006)。所以,斜长石斑晶的成分在一定程度上能够指示玄武岩的产出构造背景。另外,斜长石作为玄武岩中的主要造岩矿物之一,具有较宽的结晶温度-压力范围,但晶体内 CaAl-SiNa 扩散非常缓慢,易于形成各类环带结构(Morse, 1984),是示踪岩浆作用过程的极佳研究对象。

根据实验岩石学研究,基性岩浆在含水体系的矿物结晶顺序为橄榄石→单斜辉石→斜长石(如岛弧玄武岩),在不含水体系的结晶顺序则为橄榄石→斜长石→单斜辉石(如洋中脊玄武岩)(Gaetani *et al.*, 1993)。所以,玄武岩中出现大量斜长石斑晶说明岩浆曾经历过较高分离结晶作用。另外,大洋斜斑玄武岩经历了复杂的岩浆补给-混合过程,由于补给岩浆比斑晶的密度小,将快速穿过先存的斜长石堆晶层,该情况下斜长石斑晶并非寄主岩浆的直接结晶分异产物(Lange *et al.*, 2013)。因此,有关斜长石斑晶的成分及来源等信息对于探讨斜斑玄武岩的岩石成因及其动力学机制具有重要指示意义。

华南地区存在广泛的中生代岩浆活动,一个显著特点是其岩性以长英质为主(Zhou *et al.*, 2006),而基性岩浆岩较少见。但是,华南巨量的中生代长英质岩浆的产生很可能与玄武质岩浆的底侵作用过程有关(Zhou and Li, 2000)。因

此,详细研究基性岩浆岩的岩石成因及其动力学机制对阐明华南地区中生代广泛的长英质岩浆活动机制及其构造背景非常关键。本文对华南南岭地区湖南宜章长城岭的斜斑玄武岩进行了包括³⁹Ar-⁴⁰Ar 年代学、全岩地球化学、Sr-Nd 同位素组成、斜长石矿物学及原位 Sr 同位素组成的系统分析,探讨其岩浆作用过程、岩石成因及其动力学机制,为深入认识华南晚白垩世板内基性岩浆活动机制提供信息。

1 区域地质概况

湖南宜章长城岭位于华南南岭中段北缘,属于华夏内陆地区(图 1a),为华南重要的铅锌多金属矿床分布区之一。研究区内的地层主要为中泥盆统棋梓桥组、上泥盆统余田桥组及锡矿山组,其东南部外露主要为碳酸盐岩夹细碎屑岩建造的下石炭统、中泥盆统至下石炭统地层,其西部、北部外露以砂岩、泥质粉砂岩为主的下侏罗统地层,在长城岭、铁坑等地则出露第四系粘土(图 1b)。区内的主要构造为 NE 和 NWW 展布的断裂;岩浆岩以花岗岩为主,其次为岩瘤状产出的基性岩(图 1b)。本文研究的斜斑玄武岩采集于长城岭铁坑矿洞,呈岩瘤状产出。前人对长城岭地区个别玄武岩的³⁹Ar-⁴⁰Ar 定年结果为 ~178 ± 3.6Ma(赵振华等, 1998)。

本文所研究的玄武岩样品为斑状结构,块状构造(图 2a)。斑晶主要为自形板状斜长石(图 2b),少量他形斜长石斑晶的边缘浑圆状或者呈现港湾状熔蚀边(图 2c);镁铁质矿物斑晶(单斜辉石)已经完全蚀变,仅存假象(图 2d)。基质主要可见斜长石微晶,其他矿物相已经蚀变。基质斜长石微晶呈针状(长宽比 >3:1),大多平行于斜长石斑晶边部并在斑晶周缘呈定向分布,但斜长石斑晶整体无定向(图 2c),呈现“紊流特征”,代表了玄武质岩墙侵位、冷却过程中因流动而发生基质微晶定向排列,与其以岩瘤状产出的快速侵位过程吻合。

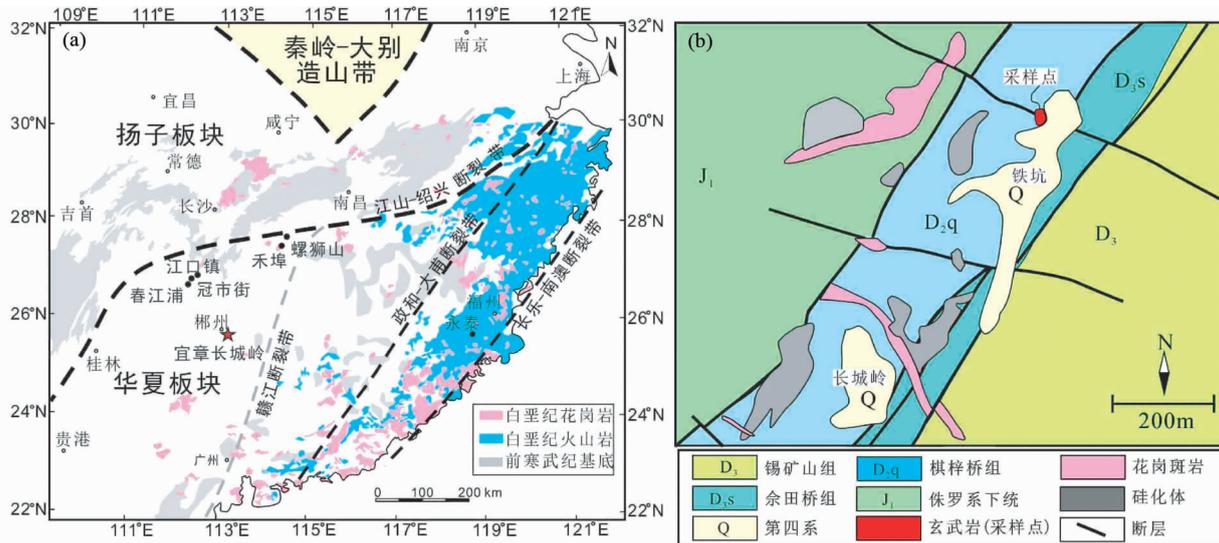


图1 华南东南部地区白垩纪火成岩分布(a,据 Li *et al.* , 2014; 谢昕等, 2001)及研究区(长城岭)位置和长城岭地区地质简图(b,据朱书林等, 2015)

Fig.1 The distribution of Cretaceous igneous rocks in the southeastern area of South China Block (a, modified after Li *et al.* , 2014; Xie *et al.* , 2001) and the location of Changchengling area, and the sketch geological map of Changchengling area (b, modified after Zhu *et al.* , 2015)

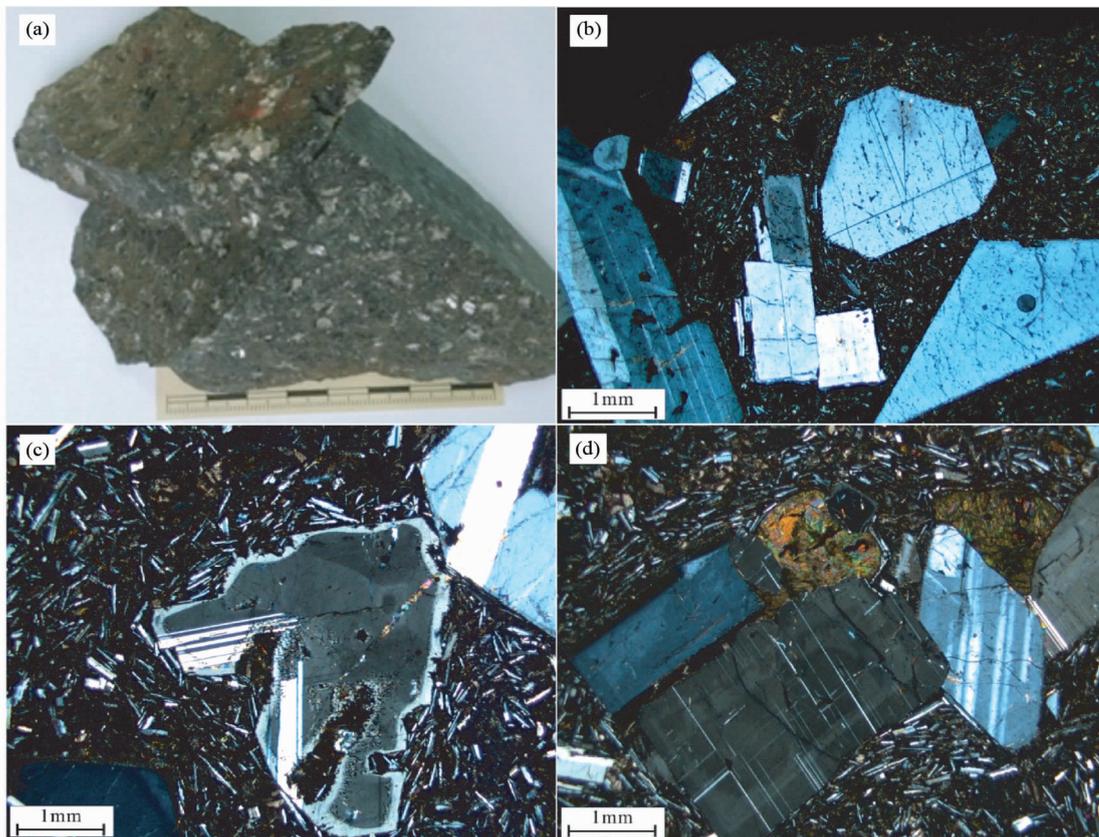


图2 长城岭玄武岩岩相学特征

(a)斜斑玄武岩手标本;(b)自形斜长石斑晶;(c)他形溶蚀状斜长石斑晶以及围绕斜长石边缘近平行分布的斜长石微晶基质;(d)强烈蚀变仅存假象的单斜辉石

Fig.2 Petrographic characteristics of the Changchengling basalt

(a) the sample of plagioclase-phyric basalt; (b) euhedral plagioclase phenocryst; (c) resorbed anhedral plagioclase phenocryst and nearby microcrystalline plagioclases in the groundmass that are on direction mostly parallel to phenocryst rim; (d) heavy altered clinopyroxenes as complete pseudomorphs

2 分析方法

本文研究挑选了较新鲜的未蚀变或蚀变较弱的样品进行了全岩地球化学分析,所有分析测试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。全岩主量元素采用 Rigaku RIX 2000 型荧光光谱仪(XRF)分析,详细步骤见 Li *et al.* (2005)。样品内元素含量通过 36 种涵盖硅酸盐样品范围的参考标准物质双变量拟合的工作曲线确定,基体校正根据经验的 Traill-Lachance 程序,分析精度优于 1%~5%。微量元素分析采用酸溶法(刘颖和刘海臣, 1996),使用 USGS 标准 W-2 和 BHVO-2 及国内标准 GSR-A、GSR-2 和 GSR-3 来校正所测样品的元素含量,分析精度一般为 2%~5%,在 Perkin Elmer Sciex ELAN6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP MS)上完成。Sr 和 Nd 同位素的分析采用 Finnigan Neptune 多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS),具体流程参见韦刚健等(2002)。分别使用 USGS 标准 NBS SRM 987 和 JNdi-1 校正所测样品的 Sr 和 Nd 同位素比值。本次测定的国际 Sr 同位素标样 BHVO-2 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为 $0.713516 \pm 6(2\sigma)$ (推荐值 0.713481 ± 20 ; Weis *et al.*, 2005),测定的国际 Nd 同位素标样 BHVO-2 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值为 0.512964 (推荐值 0.512983 ± 10 ; Weis *et al.*, 2005)。斜长石斑晶微区原位 Sr 同位素采用激光剥蚀(193nm, RESOLUTION M-50)联合多接收电感耦合等离子体质谱(Neptune Plus, Thermo Scientific)测试完成。质谱在静态模式下同时接收 ^{83}Kr 、 $^{84}(\text{Kr} + \text{Sr})$ 、 ^{85}Rb 、 $^{86}(\text{Kr} + \text{Sr})$ 、 $^{87}(\text{Rb} + \text{Sr})$ 和 ^{88}Sr 的信号。测试获得的 ^{85}Rb 信号结合 Rb 的天然同位素比值($^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.593$)来扣除 ^{87}Rb 的干扰。 $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ 采用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ 进行指数分馏校正。激光参数设置如下:束斑直径 112 μm ,频率 8Hz,能量密度 4.5J/cm²。采用氦气(800ml/min)作为激光剥蚀载气携带样品气溶胶进入质谱。每个点测试 58s,其中前 28s 测试气体空白,后 30s 激光剥蚀接收样品信号。分析过程中 ^{83}Kr 和 ^{88}Sr 的气体空白分别小于 2.5mv 和 0.5mv。详细的数据处理参见 Zhang *et al.* (2015)。两个监控标样 MKAn 和 NKT-1G 多次测试获得的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值分别为 0.70344 ± 0.00008 (2SD, $n = 6$) 和 0.70350 ± 0.00005 (2SD, $n = 8$),与推荐值在误差范围内一致(Kimura *et al.*, 2013; Elburg *et al.*, 2005)。

挑选了蚀变较弱的斜斑玄武岩样品进行 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年代学分析。样品先进行破碎,过筛,选取粒径在 250~500 μm 的斜长石斑晶和相应全部基质。在双目镜下选出未见明显蚀变的斜长石颗粒和基质,纯度达 99%。经过 ~100°C 约 8h 烘干,样品被用铝箔包好封装在石英管中抽真空,然后在四川绵阳反应堆进行照射 90h。这些样品的 J-值通过 ZBH-2506 黑云母(132Ma)通量监测器得以测定。在照射结束后样品的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 定年工作在广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室在 GV5400 质谱仪上完成测试。具体流程

表 1 斜长石的电子探针原位分析测试方法

Table 1 The method of in situ measurement of plagioclase by EMPA

元素	晶体	峰(s)	背景(+/-s)	检测限($\times 10^{-6}$)	S. D. (wt%)
Si	LTAP	10	5/-	~200	~0.147
Al	LTAP	10	5/-	~170	~0.175
Ca	LPET	20	10/-	~270	~0.225
Na	LTAP	8	4/4	~230	~0.126
K	LPET	10	5/5	~200	~0.026
Mg	LTAP	60	60/60	~46	~0.005
Fe	LLiF	60	30/-	~250	~0.028
Ti	LPET	60	60/-	~92	~0.008

参考邱华宁(2006)、邱华宁和彭良(1997)。

斜长石的矿物成分电子探针分析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 CAMECA SX FiveFE 型电子探针上完成,工作条件:电压 15kV,电流 40nA,束斑直径 5 μm ,PAP 法校正。测试结果以氧化物形式给出,包括 SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 和 TiO_2 。具体测试条件见表 1。

3 分析结果

3.1 年代学

本研究对样品 CCL-10-1 的斜长石斑晶和基质均进行了 ^{39}Ar - ^{40}Ar 定年分析。由斜长石斑晶进行阶段加热获得了非常好的释气坪(占全部释气量的 96%,并具有较高放射成因 ^{40}Ar ;表 2)和等时线,等时线年龄和坪年龄分别为 $79.00 \pm 0.58\text{Ma}$ 和 $79.02 \pm 0.43\text{Ma}$,在误差范围内一致(图 3a);样品 CCL-10-1 的全部微晶基质 ^{39}Ar - ^{40}Ar 定年分析在高温释气阶段也得到了较好的释气坪和稳定的放射成因 ^{40}Ar (表 2),其坪年龄和等时线年龄分别为 $83.45 \pm 0.44\text{Ma}$ 和 $83.58 \pm 0.95\text{Ma}$,均较老于由斜长石斑晶获得的年龄结果(图 3b)。

3.2 全岩主量元素和微量元素以及 Sr、Nd 同位素

本文研究对 5 个长城岭斜斑玄武岩样品进行了全岩主量元素和微量元素分析(表 3)。所分析样品的 SiO_2 变化范围较小(48.29%~50.60%),具有相对较低的 MgO (3.33%~5.14%) 和 TiO_2 (1.81%~2.09%),其 Al_2O_3 含量较高(15.48%~16.44%),可能与存在大量的斜长石斑晶有关。但是,所分析样品的 Na_2O (1.66%~2.08%) 和 K_2O (0.37%~0.96%) 含量较低,并且烧失量(LOI)较大(6%~8%),反映出受到了较强的后期蚀变作用影响。

样品的稀土元素总量较高($92.7 \times 10^{-6} \sim 110 \times 10^{-6}$),与大陆弧玄武岩相似,低于 OIB 与板内 OIB 而高于 MORB,轻稀土相对重稀土富集($(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.52 \sim 5.63$),显示重

表 2 长城岭斜斑玄武岩的³⁹Ar-⁴⁰Ar 定年结果

Table 2 ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating results of the Changchengling basalt

加热阶段	激光能量 (%)	³⁶ Ar(a)	³⁷ Ar(ca)	³⁸ Ar(cl)	³⁹ Ar(k)	⁴⁰ Ar(r)	Age ± 2σ (Ma)	⁴⁰ Ar(r) (%)	³⁹ Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ
CCL-10-1 (基质) t1 = 83.45 ± 0.44 Ma; t2 = 87.55 ± 0.52 Ma; t3 = 83.58 ± 0.95 Ma; t4 = 83.56 ± 0.95 Ma										
0309-005	4.0	5.40	3.52	0.017	44	455	119.38 ± 6.88	22.20	3.64	4.79 ± 0.87
0309-006	4.5	1.76	5.12	0.023	52	477	105.67 ± 1.98	47.84	4.33	3.92 ± 0.38
0309-007	5.0	0.82	5.86	0.000	54	485	103.21 ± 1.05	66.77	4.52	3.57 ± 0.41
0309-009	5.5	0.51	6.30	0.018	64	527	94.22 ± 0.64	77.61	5.38	3.96 ± 0.52
0309-010	6.0	0.36	7.90	0.021	67	526	90.48 ± 0.57	83.35	5.60	3.28 ± 0.32
0309-011	6.6	0.33	8.62	0.009	68	516	87.56 ± 0.54	84.02	5.68	3.05 ± 0.35
0309-012	7.2	0.34	11.08	0.010	72	521	83.39 ± 0.52	83.72	6.04	2.52 ± 0.23
0309-013	8.0	0.41	15.68	0.038	81	591	83.66 ± 0.49	83.06	6.82	2.02 ± 0.16
0309-014	8.8	0.61	23.15	0.159	122	879	83.41 ± 0.49	82.96	10.18	2.04 ± 0.10
0309-016	9.6	0.32	20.34	0.130	96	695	83.64 ± 0.39	87.98	8.03	1.83 ± 0.11
0309-017	10.6	0.22	16.58	0.091	76	550	83.56 ± 0.49	89.29	6.36	1.78 ± 0.19
0309-018	12.0	0.19	11.95	0.054	55	394	83.42 ± 0.42	87.75	4.56	1.77 ± 0.17
0309-019	15.0	0.37	24.98	0.179	104	747	83.40 ± 0.44	87.32	8.65	1.60 ± 0.09
0309-020	20.0	0.39	29.15	0.182	101	729	83.13 ± 0.50	86.27	8.47	1.35 ± 0.07
0309-021	25.0	0.45	32.34	0.165	101	726	83.30 ± 0.51	84.40	8.41	1.21 ± 0.05
0309-022	30.0	0.35	14.88	0.029	40	258	74.95 ± 0.75	71.26	3.33	1.04 ± 0.06
CCL-10-1 (斜长石) t1 = 79.02 ± 0.43 Ma; t2 = 79.61 ± 0.48 Ma; t3 = 79.00 ± 0.58 Ma; t4 = 78.99 ± 0.58 Ma										
0308-002	2.5	1.36	2.91	0	9	76	101.25 ± 9.41	15.90	1.79	1.14 ± 0.31
0308-003	3.0	0.08	7.04	0	12	85	80.24 ± 1.60	78.72	2.55	0.68 ± 0.08
0308-004	3.5	0.14	25.44	0	30	204	79.18 ± 0.66	83.51	6.16	0.45 ± 0.02
0308-005	4.0	0.11	25.78	0	26	181	79.17 ± 0.70	84.78	5.48	0.39 ± 0.02
0308-006	4.5	0.11	27.69	0	28	192	79.14 ± 0.65	85.59	5.80	0.39 ± 0.02
0308-007	5.0	0.10	27.53	0	27	186	78.95 ± 0.67	86.52	5.64	0.38 ± 0.01
0308-009	5.5	0.15	44.81	0	40	279	79.15 ± 0.56	85.92	8.43	0.35 ± 0.02
0308-010	6.0	0.10	29.79	0	26	182	79.16 ± 0.70	85.57	5.50	0.34 ± 0.02
0308-011	6.6	0.08	21.82	0	21	144	79.16 ± 0.85	85.22	4.36	0.37 ± 0.02
0308-012	7.2	0.16	42.74	0	39	265	78.90 ± 0.60	84.65	8.05	0.35 ± 0.02
0308-013	8.0	0.20	58.79	0	52	356	78.93 ± 0.61	85.79	10.80	0.34 ± 0.03
0308-014	8.8	0.11	24.33	0	24	163	78.82 ± 0.90	83.08	4.94	0.38 ± 0.02
0308-016	9.6	0.34	93.09	0	82	562	78.81 ± 0.50	84.92	17.08	0.34 ± 0.02
0308-017	10.6	0.14	19.32	0	15	102	78.90 ± 0.82	71.76	3.10	0.30 ± 0.03
0308-018	12.0	0.17	27.43	0	20	139	79.03 ± 0.67	73.76	4.21	0.29 ± 0.02
0308-019	15.0	0.27	25.56	0	20	135	79.20 ± 0.91	63.18	4.07	0.30 ± 0.02
0308-020	20.0	1.00	11.41	0	10	75	87.57 ± 6.55	20.47	2.06	0.33 ± 0.02

注: (1) ³⁶Ar(a) 为大气氩; ³⁸Ar(cl) 为 Cl 产生的放射成因 ³⁸Ar; ³⁷Ar(ca) 为 Ca 产生的放射成因 ³⁷Ar; ³⁹Ar(k) 为 K 产生的放射成因 ³⁹Ar; ⁴⁰Ar(r) 为放射成因 ⁴⁰Ar; (2) t1, 坪年龄; t2, 全熔年龄; t3, 等时线年龄; t4, 反等时线年龄

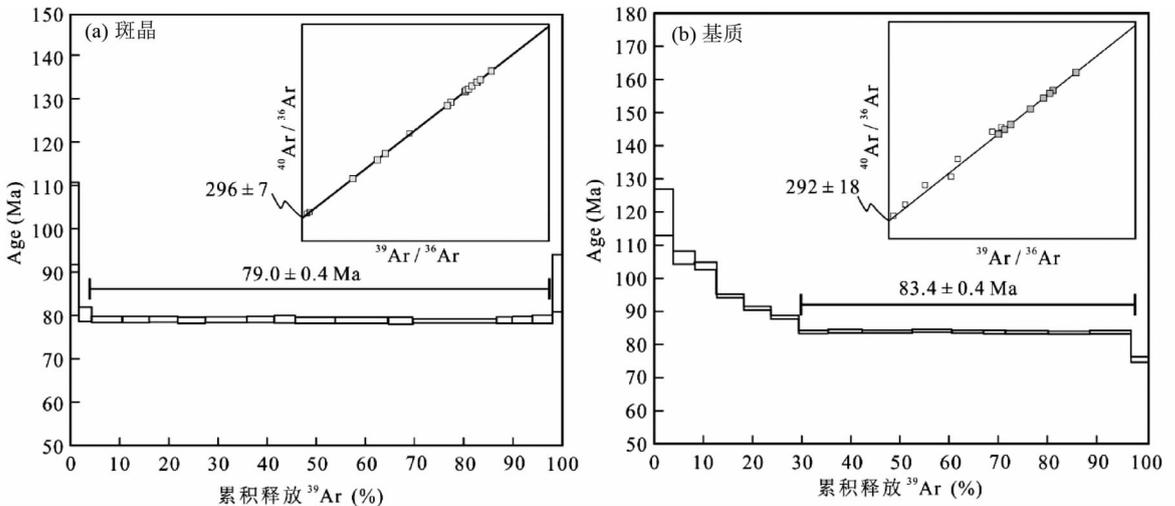


图 3 长城岭斜斑玄武岩³⁹Ar-⁴⁰Ar 坪年龄与等时线

Fig. 3 The ³⁹Ar-⁴⁰Ar plateau age spectra and isochron for the Changchengling basalt

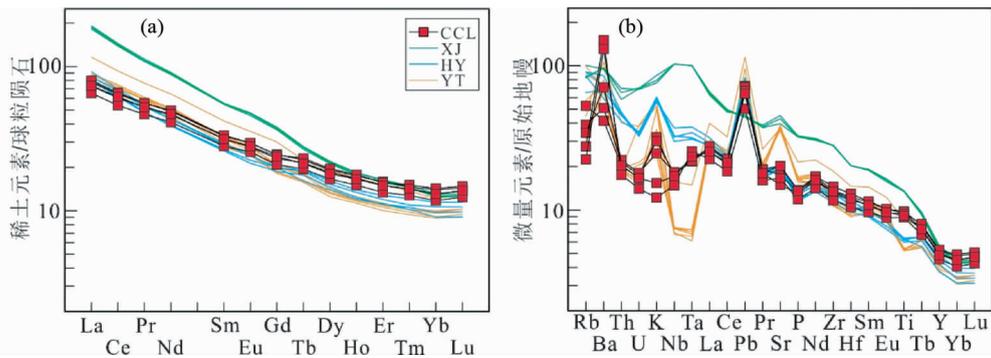


图4 长城岭玄武岩球粒陨石标准化稀土元素曲线(a, 标准化值据 Taylor and McLennan, 1985) 和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b, 标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

项家(XJ)、永泰(YT)和衡阳(HY)玄武岩成分引自 Meng *et al.* (2012)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a, normalization values after Taylor and McLennan, 1985) and primitive mantle-normalized trace elements spidergram (b, normalization values after Sun and McDonough, 1989) of the Changchengling basalt. The data of Xiangjia (XJ), Yongtai (YT) and Hengyang (HY) basalts from Meng *et al.* (2012)

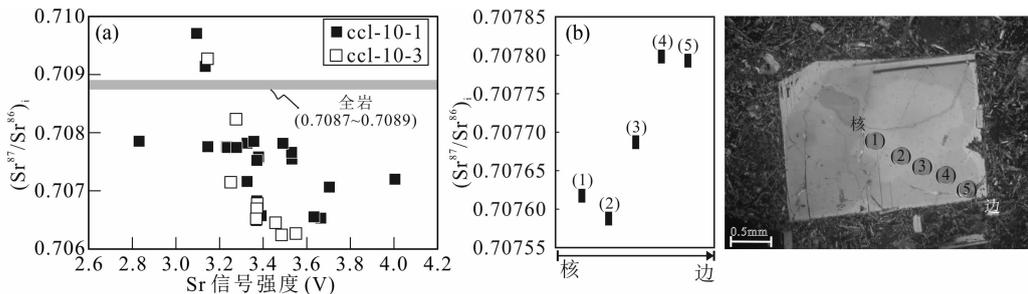


图5 长城岭玄武岩斜长石斑晶原位 Sr 同位素变化

(a) 初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 Sr 信号强度协变关系; (b) 斜长石斑晶由核部至边部初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化

Fig. 5 The variation of in situ Sr isotopes of plagioclase phenocrysts in Changchengling basalt

(a) the diagram of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus Sr signal intensities; (b) the variation of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from core to rim of plagioclase phenocryst

稀土相对平坦的稀土配分曲线,无明显 Eu 异常(图 4a)。原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 4b)显示出富集大离子亲石元素、具有明显 Nb-Ta 负异常和强烈 Pb 正异常的特征($\text{Pb}/\text{Pb}^* = 2.91 \sim 3.73$),总体上与岛弧玄武岩相似,但具有轻微的 Ti 正异常($\text{Ti}/\text{Ti}^* = 1.04 \sim 1.15$),以及变化的 Sr 含量与 Sr 异常($\text{Sr}/\text{Sr}^* = 0.88 \sim 1.19$)(图 4b)。另外,各样品的 Zr/Hf(40.14 ~ 40.92)、Th/U(4.95 ~ 5.05)、Nb/U(34.51 ~ 35.90)以及 Nb/La 比值(0.68 ~ 0.70)均变化较小,但 Nb/Ta 变化略大(10.11 ~ 14.53)。

本文只分析了 2 个样品(CCL10-1、CCL10-2)的全岩 Sr 和 Nd 同位素,显示出相似、较高的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值(0.7088 ~ 0.7089;表 4)和偏低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-0.95 ~ -0.94;表 4)。

3.3 斜长石斑晶 Sr 同位素组成

对样品 CCL-10-1 和 CCL-10-3 的斜长石斑晶进行了原位 Sr 同位素组成分析,结果变化范围相对较大($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} =$

0.706 ~ 0.710;表 5)。斜长石斑晶的原位的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值与其 Sr 含量呈负相关线变化趋势(由于分析过程中采用了相同的激光剥蚀条件,所以 ^{88}Sr 信号可以反映 Sr 含量的相对高低;表 5,图 5a)。另外,同一斜长石斑晶从核部到边部,其($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值显示升高趋势(图 5b)。

3.4 斜长石成分特征

电子探针成分分析表明(表 6、图 6),长城岭斜斑玄武岩斜长石斑晶的 An 含量主要为 50 ~ 70,属于拉长石;而基质斜长石具有明显较宽的成分变化范围($\text{An} = 45 \sim 72$;表 6、图 6)。另外,斜长石斑晶核部成分($\text{An} = 49 \sim 60$)变化范围略宽于边部($\text{An} = 63 \sim 67$)(图 6)。

长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶常显示出反环带的成分结构,即边部比核部具有更高的 An 含量(图 7)。单一斜长石斑晶的核部成分相对均匀(An 值为 ~ 60 或 ~ 52;图 7),但从核部到边部 An 值陡升至 ~ 68, BSE 图像显示出核部与

表3 长城岭玄武岩全岩主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 成分

Table 3 Whole-rock major elements (wt%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) of the Changchengling basalt

样品号	CCL10-1	CCL10-2	CCL10-5	CCL10-14	CCL10-15
SiO ₂	48.38	48.67	48.29	49.74	50.60
TiO ₂	2.01	2.09	2.02	1.81	1.89
Al ₂ O ₃	16.43	16.08	16.00	15.48	16.44
Fe ₂ O ₃ ^T	9.63	9.83	10.57	9.76	9.82
MnO	0.13	0.13	0.13	0.15	0.12
MgO	3.42	3.33	3.82	5.14	4.30
CaO	9.81	10.02	9.12	7.78	7.58
Na ₂ O	1.69	2.10	2.08	1.66	1.94
K ₂ O	0.96	0.90	0.74	0.37	0.46
P ₂ O ₅	0.29	0.29	0.30	0.25	0.29
LOI	7.32	6.56	6.96	8.04	6.64
Total	100.06	100.00	100.05	100.18	100.08
Sc	22.8	23.1	22.6	20.9	20.9
V	188	193	183	177	170
Cr	71.8	81.5	74.0	76.2	81.8
Co	31.4	33.9	33.7	33.4	30.3
Ni	37.1	39.3	38.1	34.6	34.5
Cu	33.6	35.3	34.0	31.1	31.2
Zn	105	111	120	87.6	97.4
Ga	18.7	19.2	19.1	17.8	18.5
Cs	14.6	12.3	14.0	18.5	13.1
Rb	33.5	24.8	21.8	17.6	14.3
Sr	315	369	426	351	426
Ba	291	356	495	1051	914
Y	22.7	23.5	24.1	20.7	22.1
Nb	12.1	12.6	13.1	10.6	12.2
Ta	0.96	0.89	0.90	1.05	0.96
Zr	148	153	163	1303	151
Hf	3.62	3.81	4.00	3.23	3.72
Th	1.73	1.83	1.89	1.49	1.73
U	0.35	0.37	0.38	0.30	0.35
Pb	5.14	5.06	4.75	3.58	4.55
La	17.4	18.3	18.9	15.5	17.5
Ce	37.1	39.5	40.3	32.9	37.8
Pr	4.95	5.29	5.29	4.43	4.95
Nd	21.6	22.9	23.1	19.2	21.9
Sm	4.82	5.05	5.11	4.30	4.79
Eu	1.60	1.70	1.71	1.48	1.62
Gd	4.73	5.05	5.11	4.30	4.79
Tb	0.80	0.84	0.86	0.73	0.80
Dy	4.68	4.88	4.97	4.21	4.58
Ho	0.95	0.99	1.01	0.85	0.94
Er	2.48	2.64	2.60	2.22	2.47
Tm	0.36	0.37	0.39	0.33	0.36
Yb	2.23	2.38	2.43	2.00	2.23
Lu	0.35	0.37	0.38	0.32	0.35
Zr/Hf	40.9	40.1	40.6	40.4	40.5
Nb/Ta	12.6	14.2	14.5	10.1	12.7
Ti/Ti*	1.11	1.09	1.04	1.15	1.07
(La/Yb) _N	5.59	5.52	5.60	5.55	5.63
Sr/Sr*	0.88	0.97	1.11	1.10	1.19

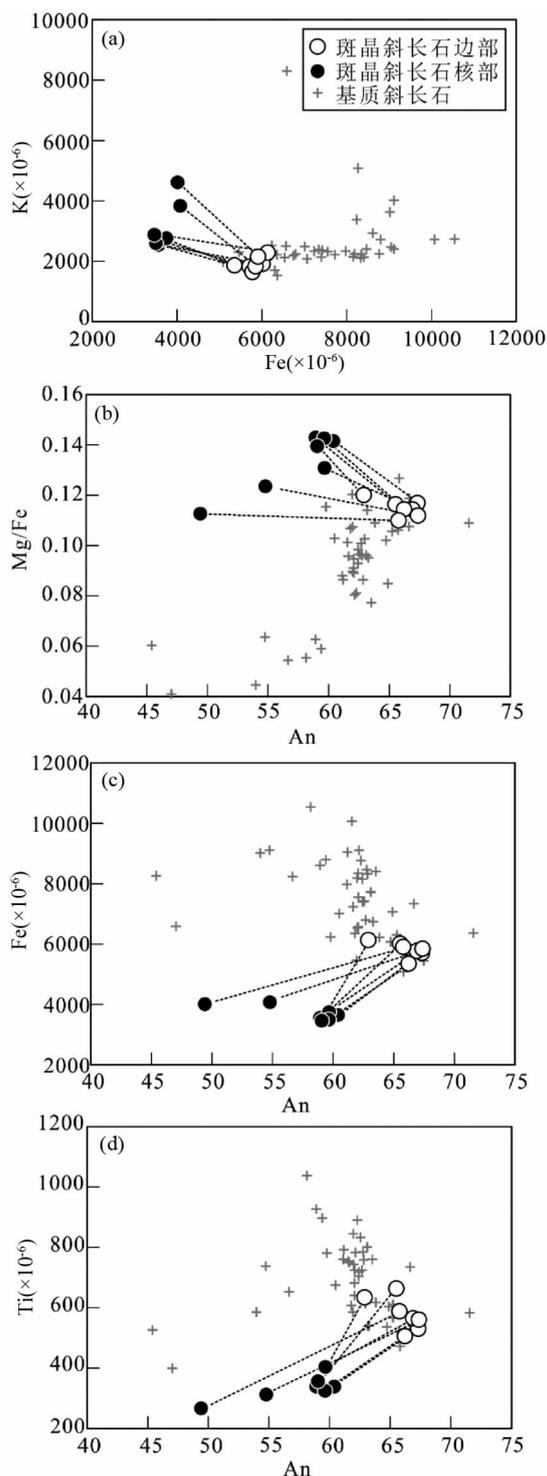


图6 长城岭玄武岩的斜长石成分变化
Fig. 6 The compositional variation of plagioclase in the Changchengling basalt

边部存在截然界限;边部的 An 值从内到外略微下降(约 2%)。另外,从斜长石斑晶的核部到边部,随着 An 的升高,MgO、FeO、TiO₂ 含量均对应升高,而 K₂O 含量降低(图 7a-d)。

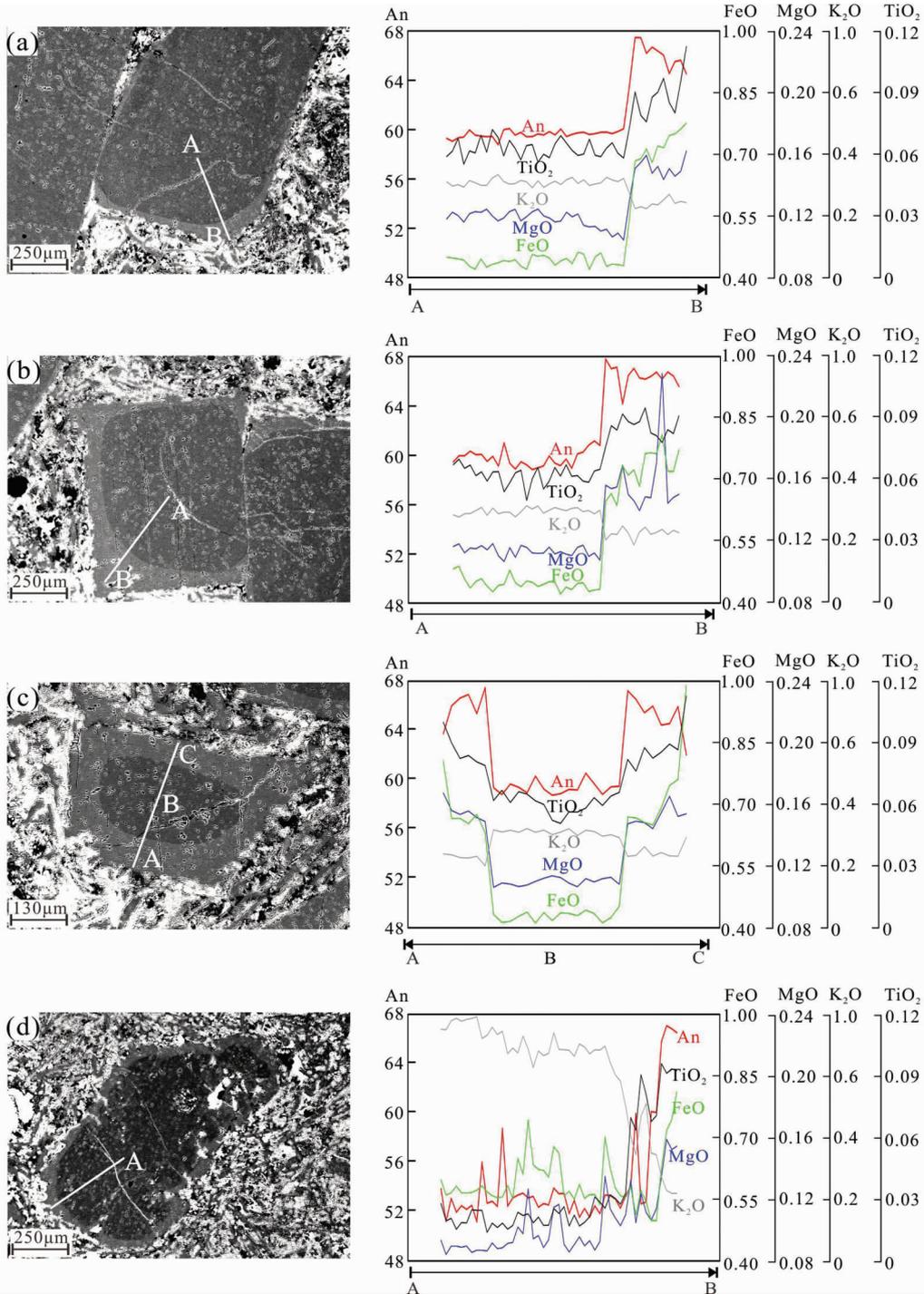


图7 长城岭玄武岩的斜长石斑晶反环带结构背散射电子图像及成分剖面变化(氧化物以%表示)

Fig.7 Back-scattered electron (BSE) images and compositional profiles of reverse zoning plagioclase phenocrysts in the Changchengling basalt (oxides are in %)

表4 长城岭玄武岩全岩 Sr 和 Nd 同位素组成

Table 4 Whole rock Sr and Nd isotopes of the Changchengling basalt

样品号	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
CCL10-1	0.70912	0.00001	0.3075	0.70877	0.51256	0.00001	0.13512	-0.95
CCL10-2	0.70912	0.00001	0.1944	0.70890	0.51256	0.00001	0.13353	-0.94

表 5 长城岭玄武岩的斜长石斑晶原位 Sr 同位素组成

Table 5 In situ Sr isotopes of plagioclase of the Changchengling basalt

测点号	⁸⁸ Sr 信号强度	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i
CCL10-1-Pl-1-01	4.00	0.70720	0.00004	0.0117	0.70719
CCL10-1-Pl-1-02	3.66	0.70653	0.00004	0.0041	0.70653
CCL10-1-Pl-1-03	3.63	0.70655	0.00004	0.0049	0.70655
CCL10-1-Pl-2-01	3.23	0.70776	0.00004	0.0045	0.70776
CCL10-1-Pl-2-02	2.83	0.70785	0.00005	0.0198	0.70783
CCL10-1-Pl-2-03	3.15	0.70776	0.00005	0.0090	0.70775
CCL10-1-Pl-2-04	3.24	0.70775	0.00005	0.0151	0.70773
CCL10-1-Pl-3-01	3.38	0.70758	0.00004	0.0039	0.70758
CCL10-1-Pl-3-02	3.53	0.70755	0.00004	0.0038	0.70754
CCL10-1-Pl-3-03	3.53	0.70766	0.00004	0.0041	0.70766
CCL10-1-Pl-3-04	3.49	0.70782	0.00004	0.0234	0.70779
CCL10-1-Pl-3-05	3.49	0.70782	0.00004	0.0305	0.70778
CCL10-1-Pl-4-01	3.33	0.70782	0.00004	0.0040	0.70782
CCL10-1-Pl-4-02	3.28	0.70775	0.00005	0.0124	0.70773
CCL10-1-Pl-5-01	3.37	0.70683	0.00005	0.0070	0.70682
CCL10-1-Pl-5-02	3.37	0.70752	0.00004	0.0041	0.70752
CCL10-1-Pl-6-01	3.70	0.70707	0.00004	0.0114	0.70705
CCL10-1-Pl-7-01	3.39	0.70657	0.00004	0.0041	0.70657
CCL10-1-Pl-8-01	3.37	0.70649	0.00004	0.0041	0.70648
CCL10-1-Pl-9-01	3.09	0.70971	0.00004	0.0222	0.70968
CCL10-1-Pl-9-02	3.36	0.70785	0.00004	0.0041	0.70785
CCL10-1-Pl-10-01	3.13	0.70914	0.00005	0.0527	0.70908
CCL10-1-Pl-11-01	3.33	0.70716	0.00004	0.0093	0.70715
CCL10-3-Pl-1-01	3.46	0.70645	0.00004	0.0096	0.70644
CCL10-3-Pl-2-01	3.37	0.70678	0.00005	0.0063	0.70678
CCL10-3-Pl-3-01	3.14	0.70927	0.00004	0.0127	0.70926
CCL10-3-Pl-4-01	3.28	0.70823	0.00005	0.0046	0.70823
CCL10-3-Pl-5-01	3.25	0.70715	0.00004	0.0076	0.70714
CCL10-3-Pl-6-01	3.55	0.70627	0.00004	0.0040	0.70626
CCL10-3-Pl-7-01	3.48	0.70624	0.00005	0.0036	0.70624
CCL10-3-Pl-8-01	3.37	0.70669	0.00004	0.0057	0.70669
CCL10-3-Pl-9-01	3.37	0.70652	0.00004	0.0108	0.70651

表 6 长城岭玄武岩的斜长石斑晶电子探针分析代表性数据 (wt%)

Table 6 Representative EPMA data of plagioclase in the Changchengling basalt (wt%)

点位	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	An
剖面 Line (a)										
CCL-10-1-1	54.44	0.06	28.35	0.45	0.12	11.99	4.56	0.31	100.34	59.2
CCL-10-1-2	54.56	0.06	28.52	0.45	0.12	11.97	4.60	0.30	100.62	59.0
CCL-10-1-3	54.49	0.07	28.46	0.44	0.12	12.07	4.58	0.30	100.58	59.3
CCL-10-1-4	54.52	0.05	28.43	0.44	0.12	11.88	4.49	0.29	100.30	59.4
CCL-10-1-5	54.35	0.06	28.52	0.43	0.12	12.05	4.45	0.31	100.36	59.9
CCL-10-1-6	54.33	0.06	28.43	0.42	0.12	12.10	4.55	0.31	100.39	59.5
CCL-10-1-7	54.41	0.07	28.49	0.44	0.12	12.09	4.56	0.30	100.54	59.4
CCL-10-1-8	54.43	0.06	28.44	0.42	0.12	12.15	4.59	0.30	100.57	59.4
CCL-10-1-9	54.31	0.07	28.57	0.43	0.12	11.99	4.53	0.32	100.40	59.4
CCL-10-1-10	54.39	0.07	28.49	0.43	0.12	12.02	4.67	0.33	100.57	58.7

续表 6

Continued Table 6

点位	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	An
CCL-10-1-11	54.25	0.06	28.47	0.44	0.12	12.10	4.47	0.31	100.29	59.9
CCL-10-1-12	54.45	0.07	28.49	0.44	0.12	12.15	4.47	0.30	100.52	60.1
CCL-10-1-13	54.46	0.06	28.47	0.44	0.12	12.03	4.53	0.30	100.47	59.5
CCL-10-1-14	54.45	0.06	28.47	0.43	0.12	12.06	4.49	0.31	100.43	59.7
CCL-10-1-15	54.48	0.06	28.48	0.42	0.12	11.98	4.53	0.31	100.45	59.4
CCL-10-1-16	54.42	0.06	28.47	0.46	0.12	12.06	4.56	0.29	100.48	59.4
CCL-10-1-17	54.47	0.06	28.49	0.45	0.12	12.06	4.52	0.31	100.54	59.6
CCL-10-1-18	54.40	0.06	28.38	0.45	0.12	12.01	4.51	0.29	100.26	59.5
CCL-10-1-19	54.28	0.06	28.50	0.45	0.12	12.11	4.50	0.30	100.37	59.8
CCL-10-1-20	54.43	0.06	28.50	0.43	0.12	12.03	4.52	0.31	100.46	59.5
CCL-10-1-21	54.28	0.07	28.45	0.44	0.12	12.06	4.44	0.30	100.21	60.0
CCL-10-1-22	54.38	0.07	28.38	0.44	0.12	12.11	4.57	0.32	100.42	59.4
CCL-10-1-23	54.48	0.06	28.47	0.43	0.12	12.03	4.51	0.32	100.50	59.6
CCL-10-1-24	54.61	0.06	28.54	0.46	0.12	12.06	4.50	0.30	100.71	59.7
CCL-10-1-25	54.55	0.06	28.54	0.46	0.11	12.07	4.49	0.32	100.65	59.7
CCL-10-1-26	54.69	0.07	28.62	0.42	0.11	12.11	4.55	0.30	100.92	59.6
CCL-10-1-27	54.56	0.06	28.48	0.45	0.11	12.09	4.52	0.30	100.61	59.6
CCL-10-1-28	54.52	0.06	28.47	0.46	0.11	12.08	4.50	0.31	100.55	59.7
CCL-10-1-29	54.37	0.06	28.38	0.43	0.11	12.05	4.48	0.32	100.26	59.8
CCL-10-1-30	54.50	0.07	28.44	0.43	0.11	12.01	4.49	0.31	100.43	59.6
CCL-10-1-31	54.49	0.06	28.52	0.43	0.11	12.08	4.49	0.31	100.54	59.8
CCL-10-1-32	54.41	0.06	28.44	0.43	0.10	12.14	4.47	0.32	100.45	60.0
CCL-10-1-33	53.49	0.07	29.00	0.54	0.13	12.83	4.08	0.27	100.47	63.5
CCL-10-1-34	52.19	0.09	29.53	0.68	0.15	13.70	3.66	0.22	100.30	67.4
CCL-10-1-35	52.34	0.08	29.52	0.69	0.15	13.62	3.64	0.23	100.32	67.4
CCL-10-1-36	52.60	0.08	29.26	0.71	0.16	13.40	3.79	0.22	100.27	66.1
CCL-10-1-37	52.66	0.09	29.29	0.68	0.15	13.55	3.74	0.24	100.45	66.7
CCL-10-1-38	52.67	0.09	29.26	0.72	0.15	13.37	3.75	0.23	100.30	66.3
CCL-10-1-39	52.74	0.10	29.34	0.71	0.14	13.44	3.83	0.25	100.61	66.0
CCL-10-1-40	53.22	0.08	28.86	0.74	0.15	13.13	3.99	0.27	100.49	64.5
CCL-10-1-41	52.82	0.08	29.14	0.75	0.15	13.24	3.86	0.24	100.32	65.5
CCL-10-1-42	52.70	0.10	29.15	0.76	0.15	13.32	3.86	0.25	100.33	65.6
CCL-10-1-43	53.05	0.11	28.82	0.77	0.16	13.19	4.01	0.24	100.40	64.5
核边组合 Core-rim										
10-1-Pl-1-core	54.88	0.07	28.00	0.43	0.13	11.63	4.15	0.32	99.67	60.8
10-1-Pl-1-rim	53.26	0.09	28.73	0.73	0.16	13.03	4.08	0.26	100.41	63.8
10-1-Pl-2-core	54.60	0.06	28.56	0.46	0.12	11.96	4.61	0.31	100.71	58.9
10-1-Pl-2-rim	52.99	0.11	29.11	0.77	0.16	13.32	3.87	0.23	100.63	65.5
10-1-Pl-3-core	54.14	0.06	28.39	0.47	0.12	12.07	4.37	0.33	99.99	60.4
10-1-Pl-3-rim	52.26	0.09	29.60	0.73	0.15	13.67	3.67	0.22	100.46	67.3
10-1-Pl-4-core	54.14	0.07	28.45	0.48	0.11	12.05	4.50	0.33	100.18	59.7
10-1-Pl-4-rim	52.44	0.09	29.56	0.74	0.15	13.66	3.74	0.20	100.64	66.9
10-1-Pl-5-core	54.26	0.05	28.48	0.45	0.12	12.00	4.49	0.31	100.21	59.6
10-1-Pl-5-rim	52.58	0.08	29.28	0.69	0.14	13.45	3.79	0.22	100.30	66.2
10-3-Pl-1-core	54.51	0.06	27.92	0.45	0.11	11.76	4.51	0.35	99.72	59.1
10-3-Pl-1-rim	53.56	0.11	28.75	0.79	0.17	12.89	4.20	0.28	100.81	62.9
10-3-Pl-6-core	55.67	0.05	27.07	0.52	0.12	10.93	4.99	0.46	99.84	54.8

续表 6

Continued Table 6

点位	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	An
10-3-Pl-6-rim	52.19	0.09	29.24	0.75	0.15	13.56	3.63	0.22	99.90	67.4
10-3-Pl-7-core	57.60	0.04	26.28	0.52	0.10	9.86	5.58	0.56	100.56	49.4
10-3-Pl-7-rim	52.46	0.10	29.26	0.76	0.15	13.46	3.87	0.26	100.36	65.8
基质斜长石微晶 Matrix plagioclase microcrystal										
10-1-Pl-m1	53.14	0.10	29.10	0.81	0.14	13.07	4.01	0.23	100.67	64.3
10-1-Pl-m2	52.65	0.09	29.21	0.74	0.15	13.23	3.77	0.25	100.17	66.0
10-1-Pl-m3	52.55	0.12	28.24	0.94	0.20	13.06	3.61	0.29	99.08	66.7
10-1-Pl-m4	54.39	0.15	27.70	1.13	0.12	11.89	4.49	0.33	100.26	59.4
10-1-Pl-m5	62.53	0.09	22.94	1.06	0.12	8.13	5.41	0.61	100.96	45.4
10-1-Pl-m6	53.49	0.14	28.27	1.05	0.17	12.57	4.26	0.27	100.27	62.0
10-1-Pl-m7	55.20	0.12	26.54	1.17	0.13	11.13	5.08	0.48	99.92	54.7
10-1-Pl-m8	54.12	0.13	27.91	0.80	0.17	12.16	4.52	0.30	100.18	59.8
10-1-Pl-m9	58.33	0.07	25.14	0.85	0.06	8.96	5.58	1.00	100.08	47.0
10-1-Pl-m10	52.41	0.09	29.29	0.76	0.16	13.58	3.73	0.23	100.31	66.8
10-3-Pl-m11	52.82	0.10	28.97	0.91	0.14	13.17	3.94	0.25	100.37	64.9
10-3-Pl-m12	53.43	0.10	28.72	0.80	0.15	12.86	4.18	0.29	100.55	63.0
10-3-Pl-m13	53.76	0.10	28.54	0.70	0.15	12.55	4.26	0.28	100.40	61.9
10-3-Pl-m14	52.58	0.08	29.22	0.72	0.15	13.46	3.81	0.24	100.32	66.1
10-3-Pl-m15	53.38	0.12	28.38	0.95	0.17	12.72	4.23	0.26	100.28	62.4
10-3-Pl-m16	53.81	0.10	28.62	0.82	0.16	12.56	4.29	0.27	100.67	61.8
10-3-Pl-m17	53.64	0.12	28.37	0.97	0.16	12.69	4.28	0.28	100.58	62.1
10-3-Pl-m18	53.26	0.12	28.78	0.87	0.16	12.80	4.21	0.27	100.56	62.7
10-3-Pl-m19	53.50	0.13	28.01	1.30	0.24	12.17	4.20	0.33	99.93	61.5
10-3-Pl-m20	52.57	0.10	29.21	0.81	0.15	13.34	3.93	0.21	100.38	65.2
10-3-Pl-m21	53.09	0.09	28.60	0.78	0.16	12.93	4.16	0.28	100.14	63.2
10-3-Pl-m22	53.45	0.15	28.52	1.13	0.16	12.67	4.24	0.27	100.67	62.3

4 讨论

4.1 斜长石反环带结构与岩浆补给过程

斜长石中 CaAl-NaSi 扩散极慢 (Morse, 1984), 从而可以很好地记录岩浆作用过程 (Ginibre *et al.*, 2002)。长城岭斜斑玄武岩中的斜长石都具有明显的成分反环带 (图 7), 显示核-边结构, 并且核部多为圆化他形, 而边部相对自形, 指示了熔蚀再生长过程。另外, 斜长石从核部到边部的 An 值变化, 指示了岩浆动力学条件发生变化 (Ustunisik *et al.*, 2014)。根据长石相图, 斜长石中的 An 值受到熔体成分 (Ca/Na 比值)、结晶压力以及岩浆中的挥发分含量的控制。长城岭斜斑玄武岩中的斜长石具有反环带结构, 显示出从核部到边部的 An 值突然升高, 可能原因包括: (1) 岩浆 Ca/Na 比值的突然升高 (Panjasawatwong *et al.*, 1995); (2) 斜长石因为岩浆自循环对流在岩浆房中的位置发生变化而导致结晶压力降低 (Couch *et al.*, 2001); (3) 岩浆挥发分含量的突然增加 (Takagi *et al.*, 2005)。随着岩浆经历减压上升, 岩浆从 H₂O 不饱和变成 H₂O 过饱和系统, 将导致 H₂O 的减压出

溶作用, 进而导致平衡结晶的斜长石 An 含量逐渐升高, 但该过程并不会造成 An 含量的突然升高; 而岩浆房内部的自对流不足以形成近 10% An 含量变化的成分梯度 (Ustunisik *et al.*, 2014), 也无法形成均匀核部; 因此, 长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶的反环带结构最可能的成因为相对原始岩浆的补给作用。

长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶从核部到边部的微量元素成分变化, 如 MgO、FeO、TiO₂ 含量升高而 K₂O 含量降低 (图 7a-d) 亦反映出原始岩浆的补给作用过程。Ti 元素的斜长石-熔体分配系数强烈受控于斜长石的晶体化学结构 (Bédard, 2006); Mg 元素的斜长石-熔体分配系数则不受斜长石的晶体化学结构控制, 而主要受 Mg²⁺ 在晶体-熔体间的快速扩散作用的影响 (Bédard, 2006; Aigner-Torres *et al.*, 2007; Faak *et al.*, 2013); Fe 元素的斜长石-熔体分配系数则由于 Fe³⁺ 在斜长石中相对 Fe²⁺ 明显相容而更多地受到岩浆氧逸度变化的控制, 而斜长石晶体化学结构的影响较小 (Lundgaard and Tegner, 2004; Aigner-Torres *et al.*, 2007)。因此, 长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶从核部到边部的主、微量元素成分的一致变化, 表明存在岩浆成分的系统变化,

其边部具有更高的 Fe、Mg 和 Ca/Na, 代表着相对基性的岩浆成分。另外, 长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶的 Mg 与 An 呈正相关关系, 也明显不同于斜长石斑晶扩散平衡过程中所显示的负相关关系 (Costa *et al.*, 2003)。长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶的边部相对较窄, 并且基质斜长石较细小, 则表明补给岩浆与先存岩浆房内的岩浆-晶体混合后一起到达地表、近地表的冷却过程较快, 因此斜长石-熔体间的 Mg 扩散平衡作用未能发生; 这一现象还表明该期补给岩浆导致了长城岭斜斑玄武岩的喷发。

长城岭斜斑玄武岩中的不同斜长石斑晶的核部成分并不一致, 部分相对高 An、低 K, 部分相对低 An、高 K (图 6)。其中, 相对低 An 的斜长石具有较低的 Ti、Mg 以及较高的 Fe。但是, 不同核部成分的斜长石斑晶具有一致的边部成分, 并类似于基质斜长石成分特征 (图 6), 暗示了岩浆补给前的岩浆房中已存在不同成分的斜长石斑晶, 并为近同时被补给岩浆所捕获。各斜长石斑晶均具有均匀的核部, 则表明其形成于相对稳定的岩浆环境 (图 7)。另外, 斜长石与其他镁铁质矿物的分离结晶作用将导致残余熔体的 Mg 含量和 Ca/Na 比值逐渐降低, 而 Ti-Fe 氧化物的分离结晶将降低残余熔体的 Ti、Fe 含量。长城岭斜斑玄武岩中核部相对高 An 的斜长石斑晶明显较多, 而低 An 斜长石具有相对低 Mg、高 K 和 Fe 的特征, 对应的熔体可能经历过更高分离结晶, 其较低 Ti 含量暗示可能发生了 Ti-Fe 氧化物的分离结晶作用。

4.2 斜长石原位 Sr 同位素组成变化与同化混染过程

长城岭斜斑玄武岩全岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 较高并相对均匀 (0.7088 ~ 0.7089), 而其斜长石斑晶的原位 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化相对较大 (0.706 ~ 0.710; 表 5、图 5), 并从斜长石斑晶核部到边部, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 逐渐升高 (0.70755 ~ 0.70780) (图 5b), 表明与斑晶平衡的熔体中具有相对高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 组分的加入, 因此存在地壳围岩的同化混染作用或者与相对高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 熔体发生了岩浆混合作用。由于 Nb、Ta 是斜长石中的强不相容元素, 因而全岩的 Nb/Ta 不会因为补给岩浆捕获不同比例的斜长石而发生明显变化; 长城岭斜斑玄武岩的 Nb/Ta 比值相对较低且明显变化 (10.11 ~ 14.53), 暗示补给岩浆受到了地壳物质的混染。所以, 斜长石的 Sr 同位素组成变化可能与岩浆房驻留过程中高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的地壳混染作用有关。另外, 长城岭玄武岩的斜长石斑晶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 Sr 含量呈负相关关系 (图 5a)。由于低 Sr 含量的组分很难造成高 Sr 含量的组分发生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的明显变化, 如果地壳物质组分为高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 特征, 则斜长石斑晶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 Sr 含量呈负相关关系可能是岩浆房演化过程中 Sr 含量变化所造成, 即早期幔源岩浆因 Sr 含量高, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 受地壳混染作用的影响相对较弱, 而后期补给岩浆因 Sr 含量较低, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 更易于受到地壳混染作用的改变。因此, 斜长石的原位 Sr 同位素组成中的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 端元更能代表该岩浆体系的原始 Sr 同

位素组成。

4.3 同化混染过程对 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄的影响

火山岩斑晶的形成略早于基质, 但长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄结果 (79.03 ± 0.43Ma) 小于基质 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄结果 (83.45 ± 0.44Ma), 该年龄解耦现象可能反映了同化混染过程。

长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄分析结果从低温到高温释气阶段基本上为同一年龄坪, 并且加热过程中 K/Ca 平稳, 具有一致的等时线与反等时线年龄, 无明显过剩 Ar (初始 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 为 296 ± 7.0), 代表了较为可信的斜长石斑晶结晶年龄 (表 2)。

基质的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄分析结果在低温释气阶段的年龄坪变化较大, 在高温释气阶段才获得相对一致的年龄坪, 并且加热过程中的 K/Ca 逐渐降低, 渐趋平稳, 表明初始阶段存在杂质或者易熔组分被加热释气, 之后才开始进入以斜长石微晶为主的释气阶段, 因此等时线与反等时线的数据点较为集中, 导致较大的年龄误差 (表 2); 但基质 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄分析的整个坪年龄并未呈现存在过剩氩的“驼峰”形状 (邱华宁和彭良, 1997) (图 3), 表明基质的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄结果偏老的原因很可能是其初始 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 偏小造成的。先存岩浆房的存留时间较长, 虽然会发生围岩的同化混染作用, 但 Ar 同位素体系却有足够的时间与原始大气达到平衡, 斑晶结晶以后可以认为其本身为封闭体系, 因而能保持较好的结晶年龄信息; 而反环带结构斜长石斑晶核部与边部的 Mg 与 An 未发生扩散平衡现象, 表明主要以基质为代表的补给岩浆在岩浆房及通道系统中的驻留时间较短 (Costa *et al.*, 2003), 全岩较低且相对变化的 Nb/Ta (10.11 ~ 14.53) 进一步指示其经历过围岩同化混染作用。如果补给岩浆无充分时间与原始大气 Ar 同位素系统平衡, 将导致相对其初始 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 值偏小, 从而获得相对偏老的年龄结果。这可能是斜长石斑晶与基质 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄结果解耦的原因。由于斜长石斑晶核部形成略早于最后的补给岩浆, 由斜长石斑晶 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄结果代表了玄武质岩浆喷发年龄的上限。

4.4 长城岭斜斑玄武岩岩石成因机制及构造意义

长城岭斜斑玄武岩的岩相学和矿物学特征指示其来自基性补给岩浆捕获大量先存斜长石斑晶, 所以全岩成分代表的是先存岩浆房中的斜长石斑晶、斑晶分离结晶后的残余熔体与补给基性岩浆的混合物。

作为经历了大规模分离结晶作用的残余熔体, 相对补给基性岩浆应更为演化。因此, 长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶核部比边部具有较低 An, 显示反环带结构。另外, 这些相对演化的残余熔体将具有较低的 $\text{Mg}^\#$ 和较高的稀土元素含量; 如果存在锆石的分离结晶, 则还具有较低的 Zr 含量和降低的 Zr/Hf 比值, 若未发生锆石的分离结晶, 残余熔体 Zr 含量将升高, Zr/Hf 比值则与原始基性岩浆相似。全岩主微量

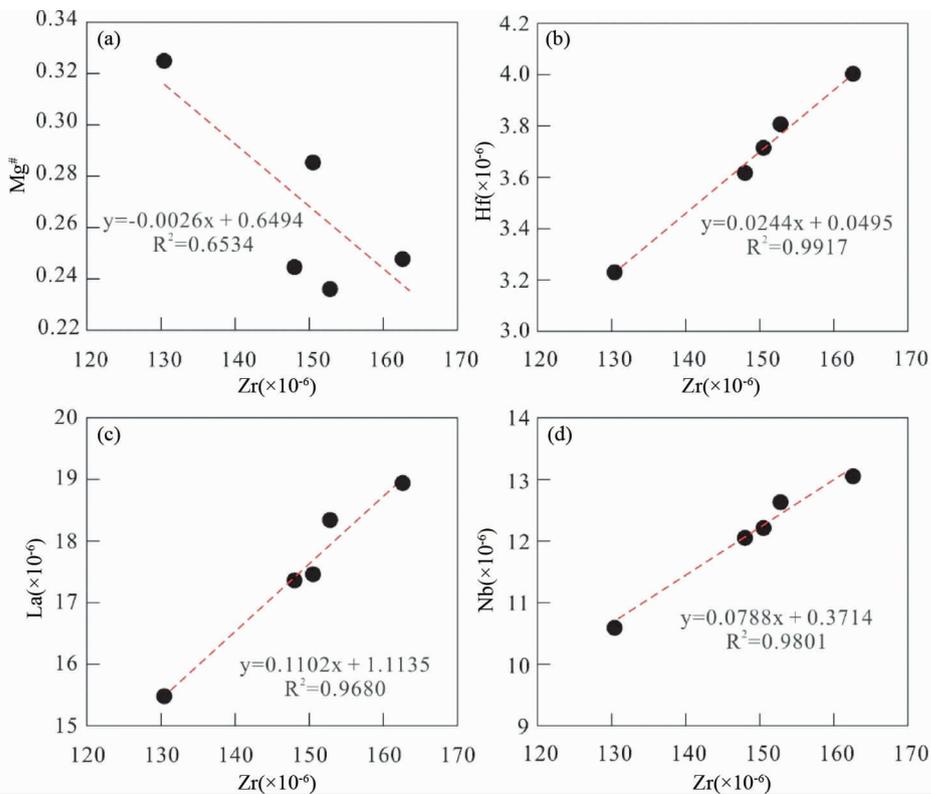


图8 长城岭玄武岩元素成分协变图

Fig. 8 Diagram of $Mg^\#$ vs. Zr (a), Hf vs. Zr (b), La vs. Zr (c), and Nb vs. Zr (d) for the Changchengling basalt

分析结果显示(图8),长城岭斜斑玄武岩的 $Mg^\#$ 随着 Zr 含量的升高而降低(图8a),而 Zr/Hf 不变($Zr/Hf = 40.14 \sim 40.92$;表3),说明残余熔体的 Zr/Hf 比值与补给岩浆相似,存在高 Zr 低 $Mg^\#$ 的残余熔体和低 Zr 高 $Mg^\#$ 的补给岩浆之间的混合。不相容元素之间具有极好的线性相关性,如 $La-Zr$ 、 $Zr-Hf$ 、 $Nb-Zr$ 等(图8b-d),也支持了相对高微量元素的残余熔体与相对低微量元素的补给岩浆之间的混合作用。由于二者之间具有相似的 Zr/Hf ($40.14 \sim 40.92$) 和 $(La/Yb)_N$ ($5.52 \sim 5.63$),指示先存岩浆房的残留岩浆与补给岩浆具有相似的微量元素特征,可用全岩微量元素比值代表补给岩浆的微量元素比值特征。

Nb 、 Zr 、 Y 在斜长石中高度不相容,并且属于低温流体不活性元素,不容易受到后期蚀变作用的影响,因此可以利用 $2Nb-Zr/4-Y$ 图解(Meschede, 1986) 判别长城岭斜斑玄武岩形成的构造背景,研究样品均位于板内拉斑玄武岩范围内(图9)。另外,长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶核部成分变化但连续(图6),并且其 An 值($50 \sim 70$)远低于岛弧玄武岩斜长石斑晶的最低值(Amma-Miyasaka *et al.*, 2005),与大桥组大陆拉斑玄武岩的斜长石斑晶 An 相近(Cheng *et al.*, 2014),因此先存岩浆房中的岩浆曾经历相对长时间的演化,表明该区域的岩浆活动较为活跃、岩浆体系相对贫水,符合板内拉张环境。

长城岭斜斑玄武岩岩浆活动年龄为晚白垩世($\sim 79Ma$),

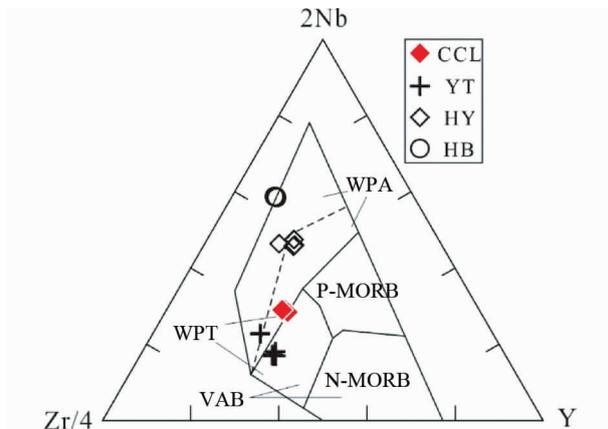


图9 玄武岩 $2Nb-Zr/4-Y$ 构造岩浆判别图解(据 Meschede, 1986)

WPA-板内碱性玄武岩;WPT-板内拉斑玄武岩;VAB-火山岛弧玄武岩;P-MORB-地幔柱相关洋中脊玄武岩;N-MORB-正常洋中脊玄武岩. 禾埠(HB)、永泰(YT)和衡阳(HY)中生代玄武岩成分引自 Meng *et al.* (2012)

Fig. 9 Tectonomagmatic discrimination diagram of $2Nb-Zr/4-Y$ for basaltic rocks (after Meschede, 1986)

Abbreviations: within-plate alkali (WPA), within-plate tholeiite (WPT), volcanic arc basalt (VAB), plume MORB (P-MORB), normal MORB (N-MORB). The data of Mesozoic basalts from Hebu (HB), Yongtai (YT) and Hengyang (HY) areas are from Meng *et al.* (2012)

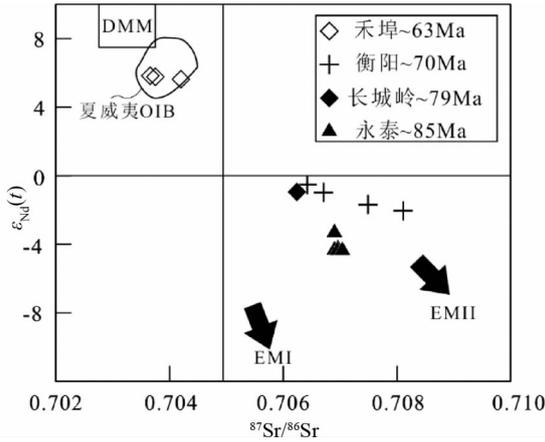


图 10 华南晚白垩世代表性玄武岩 Sr-Nd 同位素组成 DMM、夏威夷 OIB、EM I、EM II 参照 Zindler and Hart (1986); 禾埠、永泰和衡阳的中生代玄武岩数据来自 Meng *et al.* (2012)

Fig. 10 Sr-Nd isotopes of representative Late Cretaceous basalts in South China

DMM, Hawaii OIB, EM I, EM II values are from Zindler and Hart (1986); The data of Mesozoic basalts from Hebu, Yongtai and Hengyang areas are from Meng *et al.* (2012)

明显晚于前人报道的长城岭玄武岩形成时代 (~178Ma; 赵振华等, 1998), 表明该区可能存在多期次的基性岩浆活动。与长城岭近于同期的永泰玄武岩 (~85Ma) 落在岛弧玄武岩的范围内, 而赣西北禾埠玄武岩 (~63Ma) 和衡阳盆地的冠市街及江口镇玄武岩 (~70Ma) 落在板内玄武岩范围内 (Meng *et al.*, 2012)。火山岩的这种时空分布和长城岭斜斑玄武岩的板内玄武岩性质表明, 该时期先前俯冲的太平洋板块已经后撤, 具岛弧特征的玄武岩主要出现在沿海地区, 如福建永泰地区 (~85Ma) 玄武岩的全岩微量元素蛛网图显示 Nb-Ta-Ti 负异常和 Pb 正异常 (Meng *et al.*, 2012); 而内陆地区为板内伸展构造环境, 形成的玄武岩具有板内玄武岩特征, 如赣西北禾埠 (~63Ma) 和衡阳盆地的冠市街及江口镇玄武岩 (~70Ma) 均显示 Nb-Ta-Ti 正异常和 Pb 负异常 (Meng *et al.*, 2012)。长城岭斜斑玄武岩 (~79Ma) 在 2Nb-Zr/4-Y 图解上落在岛弧玄武岩与板内玄武岩的过渡区域 (图 9), 与岩浆作用过程中的地壳混染有关, 还可能为岩石圈拉张过程中的岩石圈富集组部分熔融的影响 (Huang *et al.*, 2013)。另外, 长城岭的斜斑玄武岩的 Sr-Nd 同位素整体上相对永泰地区玄武岩和衡阳地区的玄武岩更加亏损, 而相对禾埠的玄武岩更加富集 (图 10)。整体上, 华南内陆的地幔岩浆活动从 ~79Ma 至 ~63Ma 具有越来越亏损的 Sr-Nd 同位素组成 (图 10) 和越来越典型的板内玄武岩特征 (图 9), 表明晚白垩世期间华南地区岩石圈拉张越来越强烈, 可能与太平洋板块的持续后撤有关。

5 结论

长城岭斜斑玄武岩由基性岩浆补给进入先存的浅部岩浆房, 与先存岩浆房内的斜长石斑晶、残余熔体混合而形成。

长城岭斜斑玄武岩的斜长石斑晶均具有反环带结构, 与基性岩浆补给作用相关。斜长石斑晶的原位 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化较大, 并与 Sr 含量呈负相关关系, 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值更能代表岩浆体系的原始 Sr 同位素组成特征。斜长石斑晶 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄 ($79.03 \pm 0.43\text{Ma}$) 比基质斜长石的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄 ($83.45 \pm 0.44\text{Ma}$) 略为年轻, 与补给岩浆受围岩混染后在岩浆房和岩浆通道中驻留时间较短无法达到与原始大气 ^{40}Ar 的平衡有关。

长城岭斜斑玄武岩属于板内拉斑玄武岩系列, 华南内陆玄武岩从 ~79Ma 至 ~63Ma 期间具有越来越亏损的 Sr-Nd 同位素组成和越来越典型的板内玄武岩特征, 反映了太平洋俯冲板块持续后撤导致内陆岩石圈持续拉张的过程。

致谢 感谢张乐老师在斜长石原位 Sr 同位素分析实验上给予的指导。

References

- Aigner-Torres M, Blundy J, Ulmer P and Pettke T. 2007. Laser ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: An experimental approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(6): 647–667
- Amma-Miyasaka M, Nakagawa M and Nakada S. 2005. Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 67(3): 254–267
- Bédard JH. 2006. Trace element partitioning in plagioclase feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(14): 3717–3742
- Cheng LL, Yang ZF, Zeng L, Wang Y and Luo ZH. 2014. Giant plagioclase growth during storage of basaltic magma in Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(2): 971, doi: 10.1007/s00410-014-0971-0
- Costa F, Chakraborty S and Dohmen R. 2003. Diffusion coupling between trace and major elements and a model for calculation of magma residence times using plagioclase. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(12): 2189–2200
- Couch S, Sparks RSJ and Carroll MR. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411(6841): 1037–1039
- Elburg M, Vroon P, van der Wagt B and Tchilikian A. 2005. Sr and Pb isotopic composition of five USGS glasses (BHVO-2G, BIR-1G, BCR-2G, TB-1G, NKT-1G). *Chemical Geology*, 223(4): 196–207
- Faak K, Chakraborty S and Coogan LA. 2013. Mg in plagioclase: Experimental calibration of a new geothermometer and diffusion coefficients. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 123: 195–217
- Gaetani GA, Grove TL and Bryan WB. 1993. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, 365(6444): 332–334
- Ginibre C, Wörner G and Kronz A. 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: Implications for magma chamber processes at Paríacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(3): 300–315

- Huang XL, Niu YL, Xu YG, Ma JL, Qiu HN and Zhong JW. 2013. Geochronology and geochemistry of Cenozoic basalts from eastern Guangdong, SE China: Constraints on the lithosphere evolution beneath the northern margin of the South China Sea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(3): 437–455
- Kimura JI, Takahashi T and Chang Q. 2013. A new analytical bias correction for in situ Sr isotope analysis of plagioclase crystals using laser-ablation multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 28(6): 945–957
- Lange AE, Nielsen RL, Tepley III FJ and Kent AJR. 2013. The petrogenesis of plagioclase-phyric basalts at mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8): 3282–3296
- Li JH, Zhang YQ, Dong SW and Johnston ST. 2014. Cretaceous tectonic evolution of South China: A preliminary synthesis. *Earth-Science Reviews*, 134: 98–136
- Liu Y and Liu HC. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, 25(6): 552–558 (in Chinese with English abstract)
- Luhr JF and Haldar D. 2006. Barren Island Volcano (NE Indian Ocean): Island-arc high-alumina basalts produced by troctolite contamination. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(3–4): 177–212
- Lundgaard KL and Tegner C. 2004. Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(4): 470–483
- Meng LF, Li ZX, Chen HL, Li XH and Wang XC. 2012. Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the flat-slab subduction model. *Lithos*, 132–133: 127–140
- Meschede M. 1986 A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3–4): 207–218
- Morse SA. 1984. Cation diffusion in plagioclase feldspar. *Science*, 225(4661): 504–505
- Neave DA, Passmore E, MacLennan J, Fitton G and Thordarson T. 2013. Crystal-melt relationships and the record of deep mixing and crystallization in the AD 1783 Laki eruption, Iceland. *Journal of Petrology*, 54(8): 1661–1690
- Nielsen RL, Crum J, Bourgeois R, Hascall K, Forsythe LM, Fisk MR and Christie DM. 1995. Melt inclusions in high-An plagioclase from the Gorda Ridge: An example of the local diversity of MORB parent magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(1–2): 34–50
- Panjasawatwong Y, Danyushevsky LV, Crawford AJ and Harris KL. 1995. An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar; Implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4): 420–432
- Qiu HN and Peng L. 1997. Geochronology of ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Fluid Inclusion Dating. Hefei: University of Science and Technology of China Press, 101–166 (in Chinese)
- Qiu HN. 2006. Construction and development of new Ar-Ar laboratories in China: Insight from GV-5400 Ar-Ar laboratory in Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. *Geochimica*, 35(2): 133–140 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. In: Sauder AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345
- Takagi D, Sato H and Nakagawa M. 2005. Experimental study of a low-alkali tholeiite at 1–5kbar; Optimal condition for the crystallization of high-An plagioclase in hydrous arc tholeiite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(5): 527–540
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Palo Alto, CA: Blackwell Scientific
- Ustunisik G, Kilinc A and Nielsen RL. 2014. New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase. *Lithos*, 200–201: 80–93
- Wei GJ, Liang XR, Li XH and Liu Y. 2002. Precise measurement of Sr isotopic composition of liquid and solid base using (LP) MC-ICPMS. *Geochimica*, 31(3): 295–299 (in Chinese with English abstract)
- Weis D, Kieffer B, Maerschalk C, Pretorius W and Barling J. 2005. High-precision Pb-Sr-Nd-Hf isotopic characterization of USGS BHVO-1 and BHVO-2 reference materials. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(2), doi: 10.1029/2004GC000852
- Xie X, Xu XS, Zou HB and Xing GF. 2001. Trace element and Nd-Sr-Pb isotope studies of Mesozoic and Cenozoic basalts in coastal area of SE China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(4): 617–628 (in Chinese with English abstract)
- Zhang L, Ren ZY, Xia XP, Li J and Zhang ZF. 2015. IsotopeMaker: A Matlab program for isotopic data reduction. *International Journal of Mass Spectrometry*, 392: 118–124
- Zhao ZH, Bao ZW and Zhang BY. 1998. Geochemistry of the Mesozoic basaltic rocks in southern Hunan Province. *Science in China (Series D)*, 41(Suppl. 1): 102–112
- Zhou XM and Li WX. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks of southeast China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magma. *Tectonophysics*, 326: 269–287
- Zhou XM, Sun T, Shen WZ, Shu LS and Niu YL. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33
- Zhu SL, Zhang SG and Li KL. 2015. On the metallogenic structures of Changchengling's Pb-Zn polymetallic deposit. *Mineral Engineering Research*, 30(1): 56–63 (in Chinese with English abstract)
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493–571

附中文参考文献

- 刘颖, 刘海臣. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552–558
- 邱华宁, 彭良. 1997. ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代学与流体包裹体定年. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 101–166
- 邱华宁. 2006. 新一代 Ar-Ar 实验室建设与发展趋势: 以中国科学院广州地球化学研究所 Ar-Ar 实验室为例. *地球化学*, 35(2): 133–140
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 2002. (LP)MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. *地球化学*, 31(3): 295–299
- 谢昕, 徐夕生, 邹海波, 邢光福. 2001. 中国东南沿海中-新生代玄武岩微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素研究. *岩石学报*, 17(4): 617–628
- 赵振华, 包志伟, 张伯友. 1998. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征. *中国科学(D辑)*, 28(增刊): 7–14
- 朱书林, 张术根, 李凯林. 2015. 宜章长城岭铅锌多金属矿床成矿构造. *矿业工程研究*, 30(1): 56–63