

长白山新生代斜斑玄武岩的岩浆作用过程与 岩石成因制约

陈琦^{1,2}, 于宋月^{1*}

1. 中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081; 2. 中国科学院大学, 北京 100049

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信息。本文对华北克拉通东北缘长白山新生代斜斑玄武岩的基质和斜长石斑晶进行了元素地球化学和 Sr 同位素分析研究, 以制约其岩浆作用过程和岩石成因机制。结果显示, 长白山斜斑玄武岩是岩浆演化晚期的产物, 具有较低的 MgO、Cr、Ni, 富集大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta, 具轻微 Ti 正异常; 基质的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较低且较均匀 (0.705 080~0.705 248), Nb/U 比值相对较高且几乎不变 (44.62~49.65), 表明补给岩浆未受到地壳物质的同化混染作用。斜长石斑晶普遍显示核-幔部振荡环带结构, 其 An 变化幅度最高达 8%, 受岩浆房中温度和岩浆补给、混合作用影响。另外, 斜长石斑晶在边缘很小范围内的 An 快速降低, 斜长石斑晶与基质斜长石具有相似的 An、TiO₂、MgO、TFeO 范围, 且斜长石斑晶边缘、基质斜长石微晶和玄武质岩浆均具有近似的结晶温度, 表明它们都形成于很近地表的次火山过程。研究表明, 长白山斜斑玄武岩位于板内拉斑玄武岩区域, 其斜长石 An 值与大陆拉斑玄武岩相似, 其形成环境应为板内拉张环境。

关键词: 斜斑玄武岩; 振荡环带; 岩浆作用; 新生代; 长白山; 华北

中图分类号: P588.14⁺5 文章编号: 1007-2802(2022)02-0332-16 doi:10.19658/j.issn.1007-2802.2022.40.107

Magmatism Processes and Petrogenesis of the Cenozoic Plagioclase-Phyric Basalt in the Changbaishan Area

CHEN Qi^{1,2}, YU Song-yue^{1*}

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: The plagioclase-phyric basalt might have preserved the detailed information of its magmatism processes, related geodynamic mechanism, and tectonic settings. In this paper, we present the details of elemental and Sr isotopic compositions of zoning plagioclase phenocrysts and matrixes of the Cenozoic plagioclase-phyric basalt samples from the Changbaishan area in the Northeastern margin of the North China Craton, in order to constrain the magmatism processes and petrogenetic mechanism of this Cenozoic mafic volcanic rock. The results show that the plagioclase-phyric basalt in the Changbaishan area was the product of evolved basaltic magma at late stage, with relatively low contents of MgO, Cr, and Ni, enriched large ion lithophile elements, depleted Nb-Ta, and slightly positive Ti anomaly. Its matrixes are characterized with relatively low and uniform $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (0.705 080–0.705 248), and relatively high and almost constant Nb/U ratios (44.62–49.65), indicating that its supplementary magma had not been assimilated and contaminated by the crustal materials. Plagioclase phenocrysts generally have a core-mantle oscillation zoned structure, with the maximum variation of An values of 8 mol%, which could be caused by the temperature variation, and magma recharge and mixing in the magma chamber. In addition, the rapid decrease of An values of micron-sized various zones in the margins of plagioclase phenocrysts from inner to outer zones, the similarities in An values and TiO₂, MgO, TFeO contents of the outer margins of plagioclase phenocrysts and the matrix plagioclase microcrystals, and the closely similar crystallization temperatures of the

收稿编号: 2021-131, 2021-8-15 收到, 2021-11-12 改回

基金项目: 南方海洋科学与工程广东省实验室重大专项团队项目 (GML2019ZD0202); 国家自然科学基金资助项目 (41573009)

第一作者简介: 陈琦 (1994-), 男, 博士研究生, 地球化学专业。E-mail: chenqi@mail.gyig.ac.cn.

* 通信作者简介: 于宋月 (1979-), 男, 研究员, 博士生导师, 研究方向: 基性-超基性岩的成因。E-mail: yusongyue@mail.gyig.ac.cn.

margins of plagioclase phenocrysts, matrix plagioclase microcrystals, and the basaltic magma indicate that they were formed in a subvolcanic process extremely near the surface. It is believed that the plagioclase-phyric basalt in the Changbaishan area, whose samples composition are plotted in the field of intraplate tholeiitic basalt and whose matrix plagioclase microcrystals have similar An values to those of the continental tholeiitic basalt, should have been formed in the intraplate extensional environment.

Key words: plagioclase-phyric basalt; oscillation zone; magmatism; Cenozoic; Changbaishan; North China

0 引言

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,如峨眉山玄武岩(Cheng et al., 2014)、冰岛玄武岩(Neave et al., 2013)、Gorda 洋中脊玄武岩(Nielsen et al., 1995)和岛弧高铝玄武岩(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。大陆溢流玄武岩中斜长石斑晶的 An 值较低(约 50~60,如峨眉山玄武岩)(Cheng et al., 2014),洋中脊玄武岩中斜长石斑晶的 An 较高(>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形成的构造背景。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,但晶体内的 CaAl-SiNa 扩散非常缓慢,易于形成各类环带结构(Morse, 1984),因此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中矿物的结晶顺序为:橄榄石→单斜辉石→斜长石(如岛弧玄武岩),在不含水体系中的结晶顺序则为:橄榄石→斜长石→单斜辉石(如洋中脊玄武岩)(Gaetani et al., 1993)。有学者认为长白山地区的玄武岩为含水岩浆(Wang et al., 2013; Xu et al., 2019);也有学者认为,长白山地区的玄武岩经历了早期橄榄石和单斜辉石的结晶,最后才出现斜长石斑晶,说明岩浆应为含水熔体(Tang et al., 2012)。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,斜斑玄武岩经历了复杂的岩浆补给-混合过程,由于斑晶比补给岩浆的密度小,很容易被补给岩浆携带至浅部岩浆房中,此种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成因及其动力学机制具有重要指示意义。

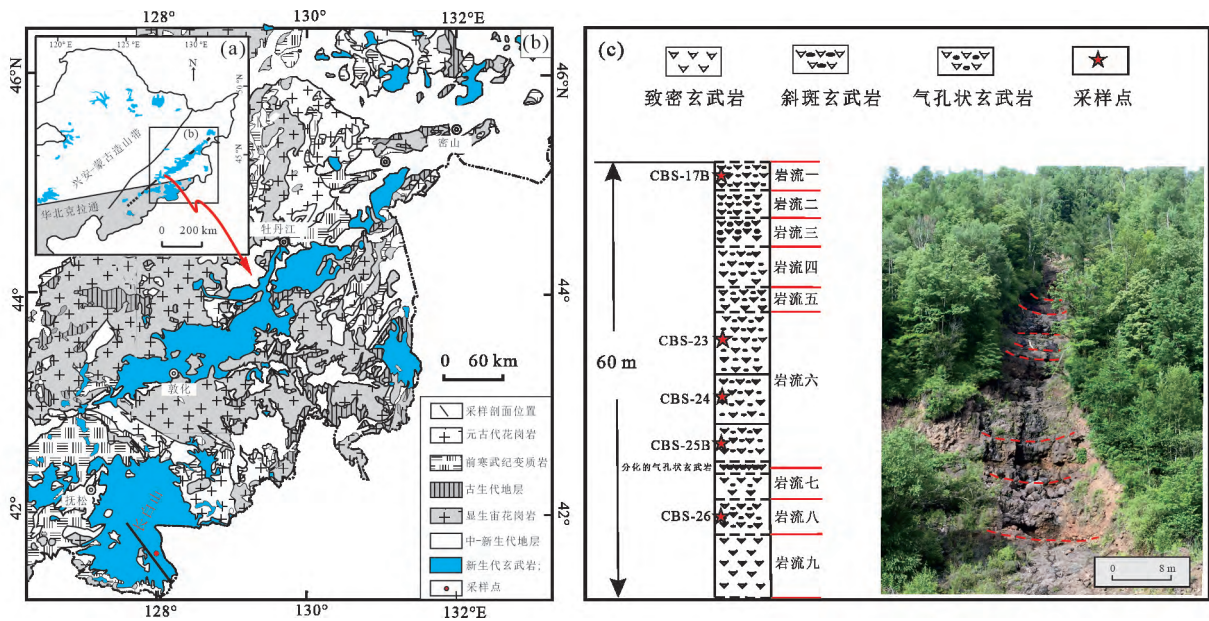
长白山地区存在广泛的新生代岩浆活动,一个

显著特点是形成的岩浆岩以玄武岩和玄武安山岩为主,只有少量的粗面岩和碱流岩(Xu, 2001;徐义刚和樊祺诚,2015)。因此,详细研究基性岩浆岩的成因及其动力学机制对阐明长白山地区广泛的新生代基性岩浆活动机制及其构造背景非常关键。本文对华北克拉通东北部长白山地区出露的斜斑玄武岩进行了基质地球化学、Sr 同位素组成及斜长石矿物学的系统分析,探讨其岩浆作用过程、岩石成因及其动力学机制,为深入认识华北克拉通新生代板内基性岩浆活动机制提供信息。

1 区域地质背景

长白山地区位于我国东北部的吉林省,大地构造位置属华北克拉通东北缘,主要由北东东向与北北东向断裂带构成,其次为东西向、南北向及北西向断裂(图1)。长白山地处胶辽断块隆起部位,胶辽断块的基底岩石从第四纪早期开始缓慢隆起上升,此后从中更新世至今呈现出非持续性的上升,导致该区地貌严重变形,为玄武岩喷发创造了条件,最终在长白山地区形成了以天池和龙岗火山群为代表的大范围火山岩群(樊祺诚,2008)。长白山地区火山岩以造盾期的玄武岩、造锥期粗面岩和晚期碱流岩为主,近代喷发伴有火山碎屑流的堆积(刘嘉麒等,2015)。火山群中常见有富含斜长石斑晶的新生代玄武岩。

天池火山群地处中国和朝鲜交界线附近,是中国现有的休眠活火山之一(刘国明等,2018)。天池火山喷发从新生代开始至今一直间断性发生,其喷发历史大致可划分为4个阶段:①渐新世到中新世,形成了大面积的碱性玄武岩;②上新世到更新世,形成了大型粗面玄武岩的熔岩盾;③约距今1 Ma 时期,主要为粗面质火山岩的喷发;④全新世,大规模火山强烈爆发形成了浮岩质火山碎屑堆积物和天池的破火山口(刘嘉麒等,2015)。龙岗火山群坐落在吉林辉南和靖宇县的龙岗山脉中,其火山活动始于新近纪早期,在第四纪达到高峰,龙岗火山活动大致可分为3个阶段:①新近纪小浪山期,火山产物为灰黑色橄榄玄武岩;②中-晚更新世龙岗期,为



(a)修改自:Zheng等(2011),Zhang等(2014)

图1 华北克拉通东北缘大地构造图(a)、研究区玄武质岩石分布和采样点(b)以及采样点岩流剖面图(c)

Fig. 1 Regional tectonic map of the northeastern margin of the North China Craton (a), the distribution and sampling locations of basaltic rocks in study area (b), a profile of the rock flow with sampling points (c)

产生火山渣和低平火山口的主要时期;③约1500年前至1600年前的金龙顶子期,产生火山碎屑(白志达等,2006)。

2 样品及分析测试方法

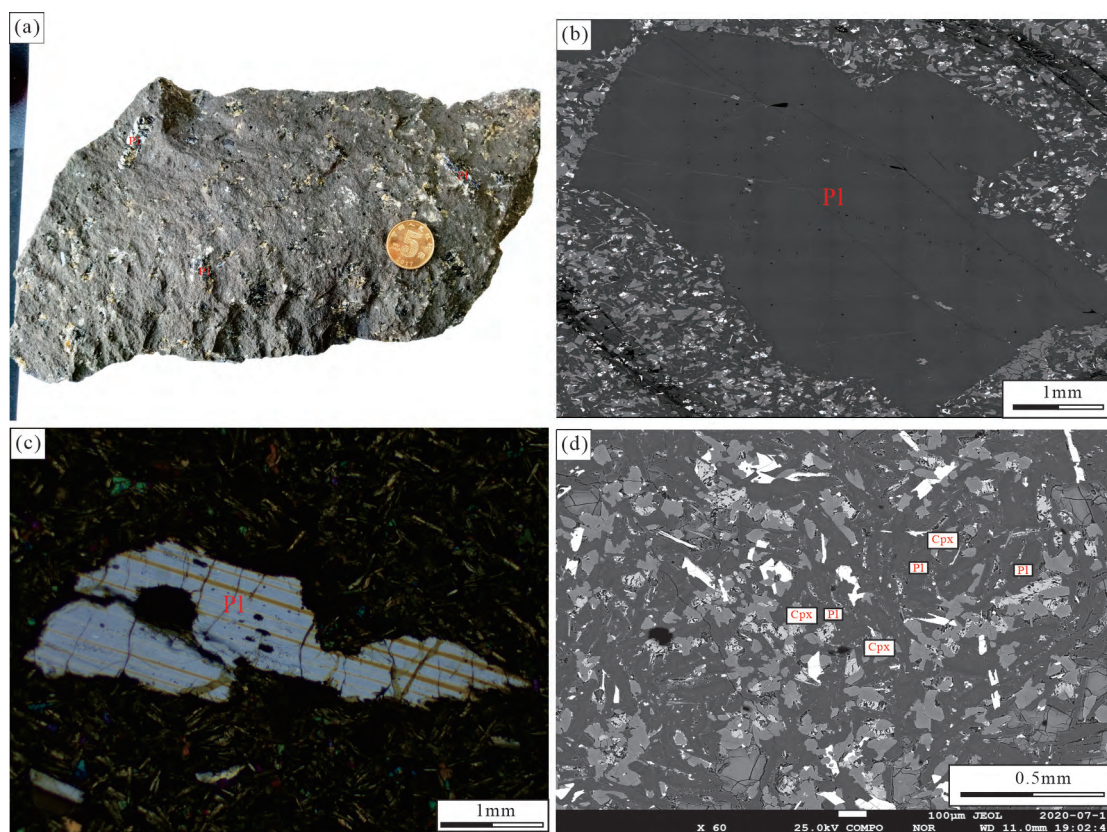
本文所研究的5个样品产自吉林省抚松县漫江镇以东约20 km的长白山玄武岩剖面,其中样品CBS-17B采自岩流一,CBS-23、CBS-24、CBS-25B采自岩流六,CBS-26采自岩流八(图1c)。样品均为新鲜的斜斑玄武岩,斑状结构,块状构造(图2a),年龄为16~1 Ma(Wang et al., 2003; Wei et al., 2007)。其中的斜长石斑晶直径为1~2 cm。斑晶主要为自形板状斜长石(图2b),少量他形斜长石斑晶的边缘浑圆状或呈港湾状熔蚀边(图2c),独立的自形斜长石斑晶颗粒巨大(粒径1~2 cm)且边部较窄,背散射电子图像未见明显环带(图2b)。大多数基质斜长石为长宽比大于4的微晶(~100~600 μm),基质斜长石与基质单斜辉石微晶交互生长,在BSE图像中可见从核部到边部灰度明显变暗,即具有成分环带(图2d)。此外,基质斜长石未见定向排列或围绕斑晶排列生长的特征(图2b、2c、2d)。

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地球化学分析(基质烧失量0.14%~0.75%;斜长石斑晶透明,K₂O含量普遍低于1%,且Sr/Rb>1000,说明蚀变很微弱),样品的基质(全

岩剔除斜长石斑晶)主、微量元素含量和Sr同位素分析,斜长石的主、微量元素成分均在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。

基质主量元素采用ARL Perform' X 4200的X射线荧光光谱分析。X射线管为高性能Rh,采用4.2 kW固态高频发生器、工作电压70 kV、电流140 nA。具体方法为:首先在制备好的已磨至200目的粉样中加入Li₂B₄O₇-LiBO₂助熔物,充分混合后,使之在1000℃的熔炉中熔化。熔融物冷却后加入稀HNO₃和稀HCl溶解,然后用X射线荧光融片法进行定量测试,元素之间的光谱干扰经校正后,即得最终分析结果,分析相对误差优于2%。烧失量分析主要是将制备好的定量样品放入马弗炉中,于1000℃加热1 h,等冷却后称重,样品加热前后的重量差即是烧失百分比(Song et al., 2011)。标样和样品的测试结果见表1。国际标样W-2a的实测值和推荐值在误差范围内一致。

基质中的微量元素采用Perkin-Elmer Sciex ELANDRC-e电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)来测试。称取50 mg粉末样品放入带不锈钢外套的密封装置中,加入1 mL亚沸蒸馏提纯HF,在电热板上蒸干以去掉大部分SiO₂,再加入1 mL亚沸蒸馏提纯HF和0.5 mL亚沸蒸馏提纯HNO₃,加盖密封后放入烘箱中,185℃下加热分解36 h。冷却后在电



(a)斜斑玄武岩手标本;(b)自形斜长石斑晶,背散射电子图像未见明显环带;(c)他形溶蚀状斜长石斑晶;
(d)基质的背散射(BES)照片。矿物符号:Pl-斜长石;Cpx-单斜辉石

图2 长白山玄武岩岩相学特征

Fig. 2 Petrographic characteristics of the Changbaishan basalt

表1 长白山斜斑玄武岩基质主、微量元素含量和 Sr 同位素分析测试结果

Table 1 Main element, trace element and Sr isotope analysis results of the plagioclase-phyric basalt matrix in the Changbaishan area

样品号	CBS-17B	CBS-23	CBS-24	CBS-25B	CBS-26	W-2a 测量值	W-2a 推荐值
SiO ₂	52.59	50.58	51.70	50.38	50.36	52.38	52.68±0.29
TiO ₂	3.09	3.90	3.30	3.99	3.50	1.07	1.06±0.01
Al ₂ O ₃	14.14	13.34	13.90	13.99	14.04	15.10	15.45±0.16
TFe ₂ O ₃	13.50	14.58	13.30	14.25	14.44	10.79	10.83±0.21
MnO	0.16	0.14	0.15	0.13	0.18	0.16	0.167±0.004
MgO	4.12	4.13	3.85	3.82	4.43	6.40	6.37±0.058
CaO	7.70	7.94	7.77	8.39	8.28	10.79	10.86±0.078
Na ₂ O	3.47	3.16	3.13	3.12	3.30	2.17	2.20±0.037
K ₂ O	1.69	1.72	1.85	1.64	1.57	0.65	0.626±0.012
P ₂ O ₅	0.54	0.55	0.57	0.61	0.66	0.12	0.14±0.12
烧失量	-0.57	0.4	0.75	0.14	-0.38		
总计	100.43	100.44	100.26	100.46	100.39		
Li	9.69	5.78	7.69	9.39	8.73	9.82	9.6~10.28
Be	1.67	1.81	1.86	1.67	1.75	0.557	1.0
Mg	26 300	26 000	24 400	24 100	28 000	40 900	36 789~38 960
P	2720	2680	2770	3000	3310	630	262~524
Ca	61 800	62 400	62 300	66 800	66 500	83 200	77 045~80 189
Sc	26.4	29	26.6	28.8	28.2	38.1	36
Ti	19 400	24 300	20 500	25 100	22 000	6660	6173~6592
V	240	295	241	280	254	277	268

续表1

样品号	CBS-17B	CBS-23	CBS-24	CBS-25B	CBS-26	W-2a 测量值	W-2a 推荐值
Cr	41	19.3	39.6	46.8	50.9	94.5	93
Mn	1290	1170	1200	1120	1440	1340	1263~1549
Fe	94400	100000	92100	98200	100000	77300	64362.0
Co	39.4	43.8	40.3	48.9	42.7	45.1	45
Ni	36.5	26.4	37.9	51.4	37.2	73.1	72
Cu	39.5	28	34.7	51.9	43.3	108	105
Zn	138	141	134	145	141	77.5	80.00
Ga	25.8	26.2	25.8	26.6	25.6	17.8	17.0
Rb	26.1	29.3	29.1	20.4	22.4	20.2	21.0
Sr	480	448	478	529	544	193	196
Y	32.2	32.7	32.2	33.4	32.9	22	22
Zr	239	247	243	254	216	101	92
Nb	23.2	23.8	23.5	24.3	21.1	7.37	7.5
Mo	1.39	1.22	1.26	1.07	1.14	0.456	0.46
Sn	2.14	2.11	2.14	2.26	2	1.79	2.00
Cs	0.244	0.229	0.369	0.146	0.226	0.925	0.80
Ba	531	512	549	544	516	173	172
La	26.3	25.7	26.6	27.3	24.4	10.8	10.8
Ce	56.6	57.2	58.8	61.2	55.4	23.5	23.4
Pr	7.65	7.71	7.89	8.31	7.66	3.07	3.00
Nd	34.8	35.4	36	38.2	35.9	13.1	13.0
Sm	8.56	8.89	8.87	9.42	8.95	3.31	3.30
Eu	2.74	2.95	2.8	3.06	3.04	1.09	1.08
Gd	8.23	8.53	8.34	8.86	8.61	3.66	3.66
Tb	1.21	1.25	1.24	1.29	1.26	0.621	0.62
Dy	6.5	6.7	6.56	6.8	6.67	3.82	3.79
Ho	1.19	1.23	1.19	1.23	1.22	0.793	0.79
Er	2.99	3.06	2.99	3.05	3.05	2.22	2.22
Tm	0.408	0.422	0.413	0.414	0.415	0.334	0.33
Yb	2.36	2.42	2.36	2.37	2.38	2.07	2.05
Lu	0.338	0.348	0.335	0.338	0.343	0.305	0.31
Hf	5.58	5.84	5.84	5.97	5.16	2.54	2.45
Ta	1.37	1.43	1.43	1.47	1.27	0.474	0.47
Pb	4.06	3.86	4.03	4.12	3.55	6.61	7.70
Th	2.72	2.62	2.65	2.58	2.15	2.2	2.17
U	0.52	0.493	0.481	0.508	0.425	0.512	0.51
						BHVO-2 测量值	BHVO-2 推荐值
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.705 080	0.705 152	0.705 081	0.705 174	0.705 248	0.703 484	0.703 478
$\pm 2\sigma$	0.000 008	0.000 008	0.000 009	0.000 009	0.000 007	0.000 008	0.000 034

注:主量元素(%)和微量、稀土元素($\times 10^{-6}$)均为质量分数。

热板上 150 °C 蒸干去除 HF, 然后再加入 1 mL 亚沸蒸馏提纯 HNO_3 再次蒸干, 重复一次全部除去 HF。最后加入 2 mL HNO_3 、5 mL 去离子水和 500 ng Rh 内标溶液, 重新加盖后密封放入烘箱中, 140 °C 溶解残渣 8 h, 再取出冷却后吸取其中 400 μL 溶液移到 10 mL 离心管中, 加入去离子水定容, 盖好摇匀, 最后上机测试 (Qi et al., 2000)。测试精度优于 10%。国际标样 W-2a 的实测值和推荐值在误差范围内一致。标样和样品的测试结果见表 1。

Sr 同位素分析采用 Thermo Fisher 公司 Neptune plus 型多接收电感耦合等离子体质谱仪 (MC-ICP-

MS)。准确称取样品粉末 (200 目) 110~130 mg 于 7 mL 的 Teflon 溶样杯中, 沿杯壁加入纯化 HClO_4 10 滴, 缓慢摇动至粉末样品无结块, 先后加入纯化 HNO_3 1 mL 和纯化 HF 酸 2 mL, 盖上 Teflon 溶样杯的盖子拧紧。在电热板上 100~120 °C 密闭加热一周左右, 期间经常缓慢摇动闷罐, 打开盖子, 在电热板上 120 °C 加热, 蒸干样品溶液, 升温至 180 °C 加热至白烟冒尽, 用 1 mL 纯化 6 mol/L HCl 酸淋洗内壁, 盖上盖子在电热板上 100 °C 保温 20 min, 然后打开盖子蒸干, 再次用 1 mL 6 mol/L HCl 酸淋洗内壁, 盖上盖子在电热板上 100 °C 保温 20 min, 再次蒸干,

最后加入 1.3 mL 纯化 2.5 mol/L HCl 酸溶解样品, 转移到 1.5 mL 离心管中静置过夜, 准备化学分离和纯化。使用 USGS 标准 NBS SRM 987 校正所测样品的 Sr 同位素比值。测试结果见表 1, 本次测定的国际 Sr 同位素标样 BHVO-2 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为 $0.703484 \pm 8 (2\sigma)$ (推荐值 0.703478 ± 34 ; Weis et al., 2005)。

斜长石主量元素分析在 JEOL JXA-8530F 电子探针上完成, 工作条件: 加速电压为 20 kV, 电流 40 nA, 束斑直径 2 μm 。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 、 TiO_2 。采用 SPI-PI 斜长石为监控标样, 以监控少量及微量元素(Ti、Fe、Mg)的准确度与重现性(Yang et al., 2019)。具体测试条件见表 2。

斜长石微量元素分析在激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)由 Agilent7700cs 四级杆 ICP-MS 连接于 GeoLas-Pro193 nm 激光剥蚀系统上完成。激光束斑直径为 44 μm , 激光脉冲频率为 6 Hz, 脉冲能量为 80 mJ, 分析时间为 90 s(30 s 空白

测试和 60 s 样品分析)。每隔 8 个点分析一次标样 BCR-2G、BHVO-2G、BIR-1G、NIST 610、SRM610 和 SRM612 进行数据质量监控。分析结束后, 用 ICPMSDataCal 进行微量元素丰度的定量校准(Liu et al., 2008)。电子探针测得的 ^{29}Si 被作为内标, NIST610 为外部标准。标样的实测值和推荐值在误差范围内一致。对大部分微量元素, 分析精度和准确度均优于 10%。

3 分析结果

3.1 基质主、微量元素和 Sr 同位素

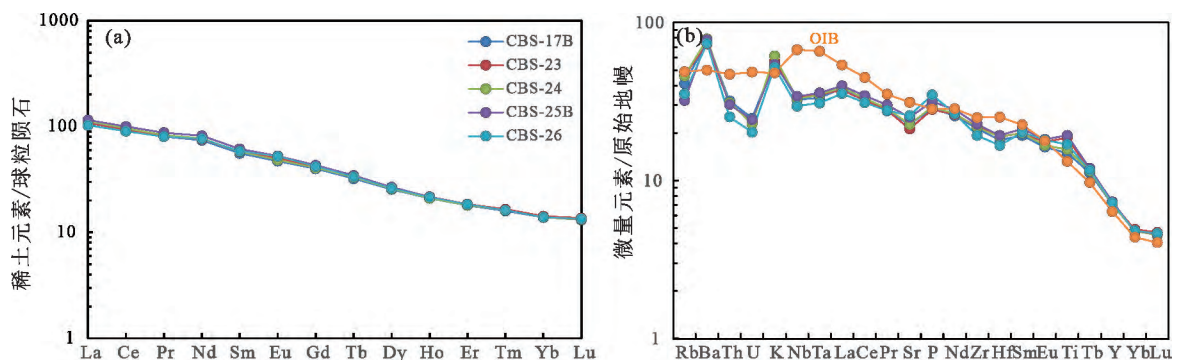
5 个样品均为拉斑玄武岩, 其分析结果表明(表 1), 所有样品的 SiO_2 变化范围较小(50.36% ~ 52.59%), 具有相对较低的 MgO (3.82% ~ 4.43%) 和 TiO_2 (3.09% ~ 3.99%), 其 Al_2O_3 含量较高(13.34% ~ 14.14%), 可能与存在大量的斜长石微晶有关。此外, 所分析样品的 Na_2O (3.12% ~ 3.47%) 和 K_2O (1.57% ~ 1.85%) 含量较高, 并且烧失量(LOI)较小(0.14% ~ 0.75%), 反映样品基本未受到后期蚀变作用影响。

由表 1 可见, 样品的稀土元素总量较高(159×10^{-6} ~ 172×10^{-6}), 与 OIB 相似, 高于大陆弧玄武岩和 MORB, 轻稀土相对重稀土富集(La_N/Yb_N 为 10.25 ~ 11.52), 为一重稀土相对平坦的稀土配分曲线, 无明显 Eu 异常(图 3a)。原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 3b)显示, 样品富集大离子亲石元素, 有明显的 Nb、Ta 负异常, 总体上与板内 OIB 相似, 但具有轻微的 Ti 正异常(Ti/Ti^* 为 1.08 ~ 1.28), 以及变化的 Sr 含量与 Sr 负异常(Sr/Sr^* 为 0.76 ~ 0.82)(图 3b)。另外, 各样品的 Zr/Hf (41.61 ~ 42.83)、 Th/U (5.06 ~ 5.51)、 Nb/Ta (16.43 ~

表 2 斜长石电子探针分析方法

Table 2 The method for the measurement of plagioclase with EPMA

元素	分光晶体	峰 /s	背景 (+/- s)	检测限 /($\times 10^{-6}$)	标准偏差 /%
Si	LTAP	10	5/5	~200	~0.25
Al	LTAP	20	5/5	~125	~0.27
Ca	LPET	20	10/10	~210	~0.35
Na	LTAP	8	4/4	~220	~0.07
K	LPET	10	5/5	~190	~0.015
Mg	LTAP	60	60/60	~48	~0.006
Fe	LLIF	120	60/60	~155	~0.025
Ti	LPET	120	90/90	~62	~0.005



(a) 球粒陨石标准化值据 Taylor 和 McLennan(1985); (b) 原始地幔标准化值据 McDonough 和 Sun(1995)

图 3 长白山玄武岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线和原始地幔标准化微量元素蛛网图

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace elements spidergrams of the Changbaishan basalt

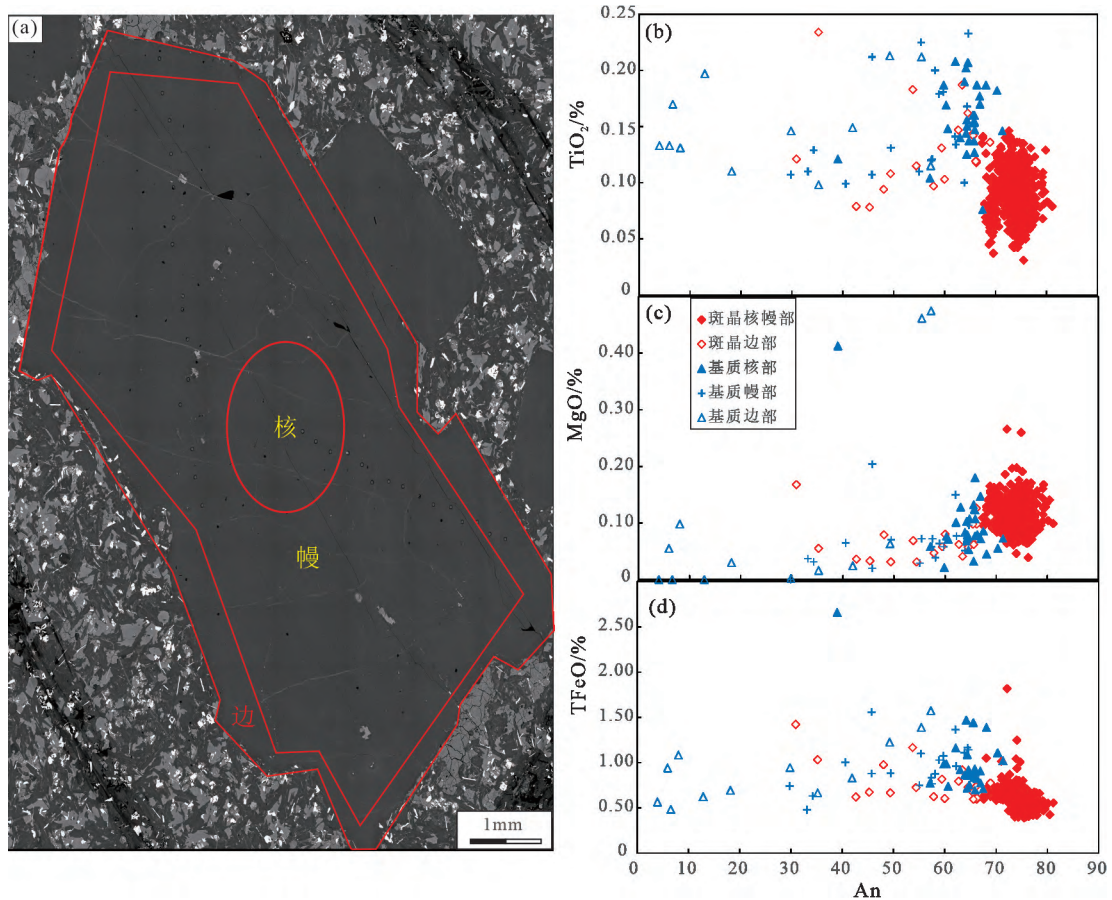


图4 长白山玄武岩中斜长石成分变化

Fig. 4 The compositional variation of plagioclases in the Changbaishan basalt

16.93)及 Nb/La 比值(0.86~0.93)均变化较小,且 Nb/U 比值几乎不变(44.62~49.65)。

表1中5个样品的基质具有均一且较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.705080~0.705248)。

3.2 斜长石主量元素成分特征

对5个样品中9个探针片的电子探针成分分析结果(电子版附表1,图4)表明,长白山斜斑玄武岩中斜长石斑晶的 An 为 31~82,属中长石-培长石范围;而基质斜长石具有更宽的成分变化范围(An 为 3~72)。另外,斜长石斑晶核-幔部的成分变化范围(An 为 66~82)远窄于边部(An 为 31~68),基质斜长石成分从核→幔→边其 An 值明显下降。基质斜长石核部的 An、MgO 较斜长石斑晶核部的值低,而基质斜长石边部的 An、TiO₂、MgO、TFeO 值却与斜长石斑晶边部具有相似的变化范围。

长白山斜斑玄武岩中斜长石斑晶的 An 常显示出核-幔部振荡变化而边部急剧下降的特征,单一斜长石斑晶的核-幔部的 An 值比边部大,且边部极窄,宽度大概只有几十米(图4、5)。对于斑晶 CBS-23-4, TiO₂ 含量变化趋势与 An 变化趋势整体呈镜

像对称(图6a);对于斑晶 CBS-24-2, TiO₂ 与 An 同步增减(图6c);斑晶 CBS-25B-2 和 CBS-26-3 变化较为复杂(图6b、6d)。MgO 和 FeO 随 An 的变化整体均无规律性(图6)。

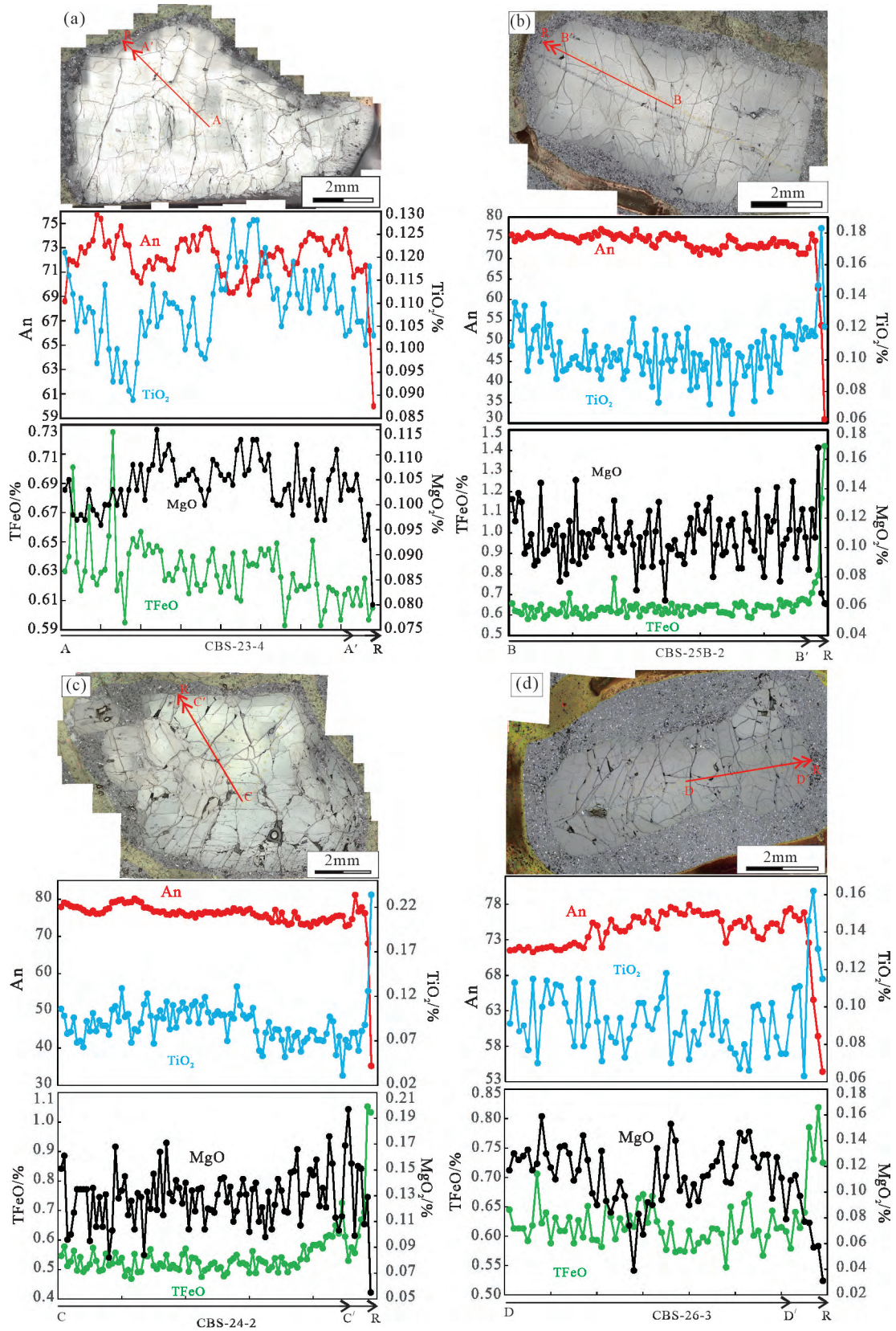
3.3 斜长石斑晶微量元素成分特征

本次对上述9个斜长石斑晶进行了原位微量元素含量分析(电子版附表2),包括核部、幔部,结果显示,斜长石的 An 值与 Ba 含量整体上具有很强的负相关性(图7b),但与 Sr、Eu 的负相关性不明显(图7a、7c)。从斑晶的核部到幔部, An 与 Ba 整体呈镜像对称(图8)。

4 讨论

4.1 同化混染过程对斜长石 An 的影响

玄武岩中斜长石斑晶的成分环带种类单一,反映岩浆没有受到混染作用,如果受到混染作用,岩浆会捕获不同种类环带的斜长石,且斜长石的成分会有较大变化,不会出现斜长石的核幔部 An 变化不超过8(图6)。因为压力、温度、水含量及分离结晶不会影响同位素比值(Davidson et al., 2001;

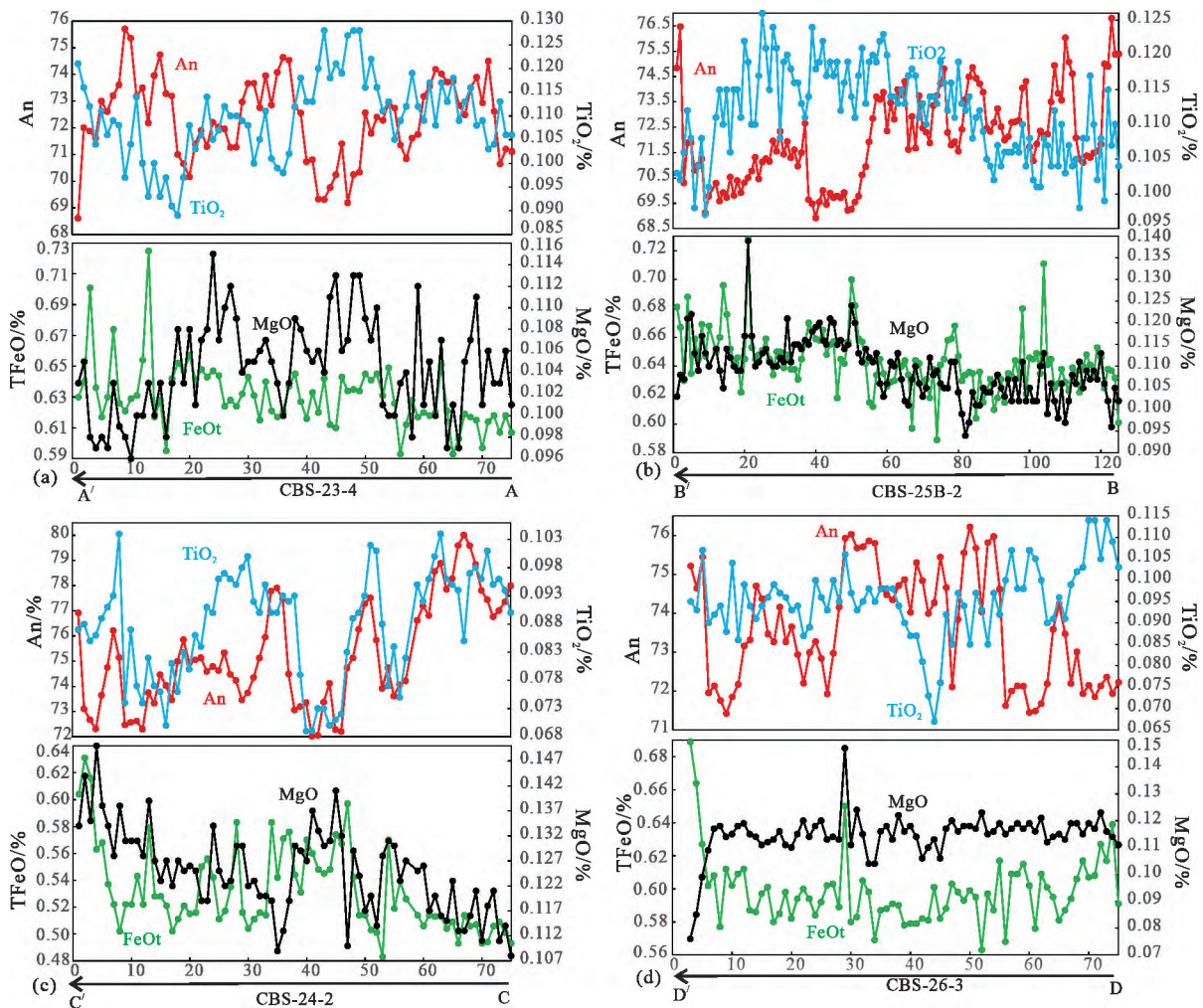


斜长石斑晶从核部到边缘剖面分析的 An、TFeO、MgO 和 TiO₂ 含量变化。

剖面分析 AR、BR、CR 和 DR 的位置分别标示于图 5a、5b、5c 和 5d

图 5 环带结构斜长石斑晶的剖面成分分析

Fig. 5 Traverse analyses of zoned plagioclase phenocrysts



从斜长石斑晶核部到幔部剖面分析的 An、TFeO、MgO 和 TiO₂ 含量变化。

剖面分析 AA'、BB'、CC' 和 DD' 的位置分别见图 5a、5b、5c 和 5d

图 6 环带结构斜长石斑晶核-幔部的剖面成分分析

Fig. 6 Traverse analyses of cores and mantles of zoned plagioclase phenocrysts from inner to outer zones

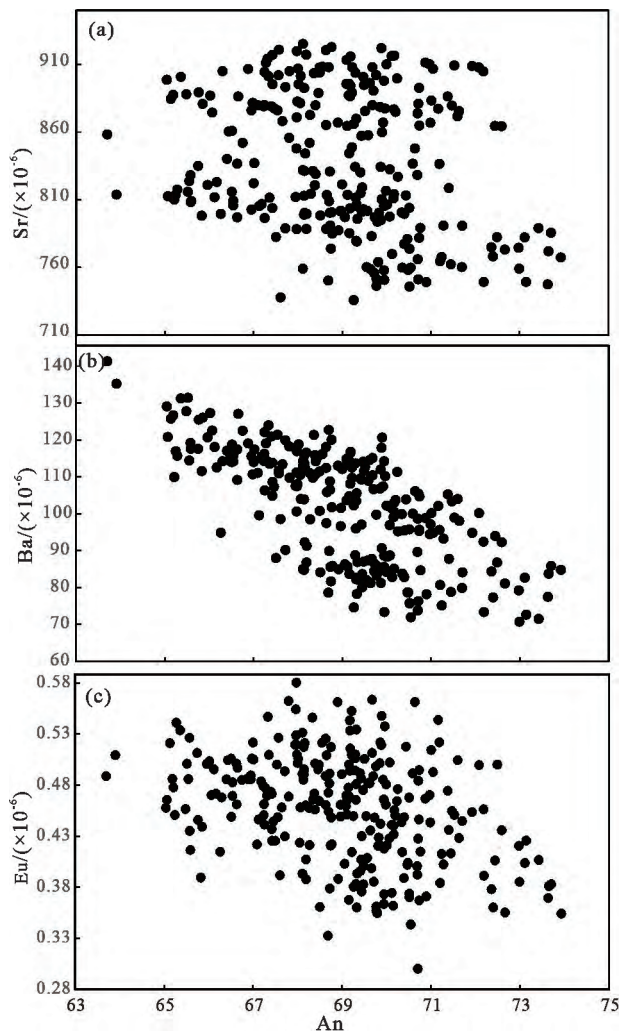
Humphreys et al., 2006), 本次研究的长白山斜斑玄武岩基质与前人得到的该区玄武岩 (Yu et al., 2021) 数据相比, 具有更低的 MgO 含量, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 较低并相对均匀 (0.705 080 ~ 0.705 248), 且落在前人发表数据范围内 (图 9a), 若发生地壳同化混染, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 会升高, 前人研究证实演化程度较低的玄武岩未发生同化混染 (Yu et al., 2021)。由于 Nb、U 是斜长石中的强不相容元素 (刘勇胜和高山, 2007), 因而全岩的 Nb/U 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。长白山斜斑玄武岩基质的 Nb/U 值相对较高且几乎不变 (44.62 ~ 49.65), 暗示补给岩浆基本未受地壳物质的混染。Ce/Pb 值是判断地壳混染的重要指标, 本次研究的斜斑玄武岩基质的 Ce/Pb 值也全落在前人发表的演化程度更低样品范围内 (图 9b)。综上认为, 研究区不存在同化混染过程导致

的斜长石 An 变化。

4.2 斜长石斑晶核-幔部振荡环带的形成 (岩浆房过程)

岩浆房过程在火成岩的形成过程中起着重要作用, 包括晶体生长、熔体分异、对流、岩浆补给等依赖于动力和热机制的过程 (Ginibre et al., 2002)。本次对斜长石斑晶 An 及其微量元素浓度 (如 Fe、Mg、Ti、Sr、Ba、Eu) 分析来研究它们的岩浆房系统。

斜长石中 CaAl-NaSi 扩散极慢 (Morse, 1984), 因而可以很好地记录岩浆作用过程 (Ginibre et al., 2002)。长白山斜斑玄武岩中的斜长石斑晶都具有核-幔振荡环带, 根据长石相图可见, 斜长石的 An 值受熔体成分 (Ca/Na)、结晶温度、压力及岩浆含水量的控制 (Nelson and Montana, 1992; Davidson and Tepley III, 1997; Browne et al., 2006; Ustunisik et al., 2014; Coote and Shane, 2016)。因此, 区分这



LA-ICP-MS 分析结果见电子版附表 2
图 7 长白山玄武岩中斜长石斑晶 An 与微量元素含量协变图

Fig. 7 Plots of trace element concentrations vs. An values of plagioclase phenocrysts in the Changbaishan basalt

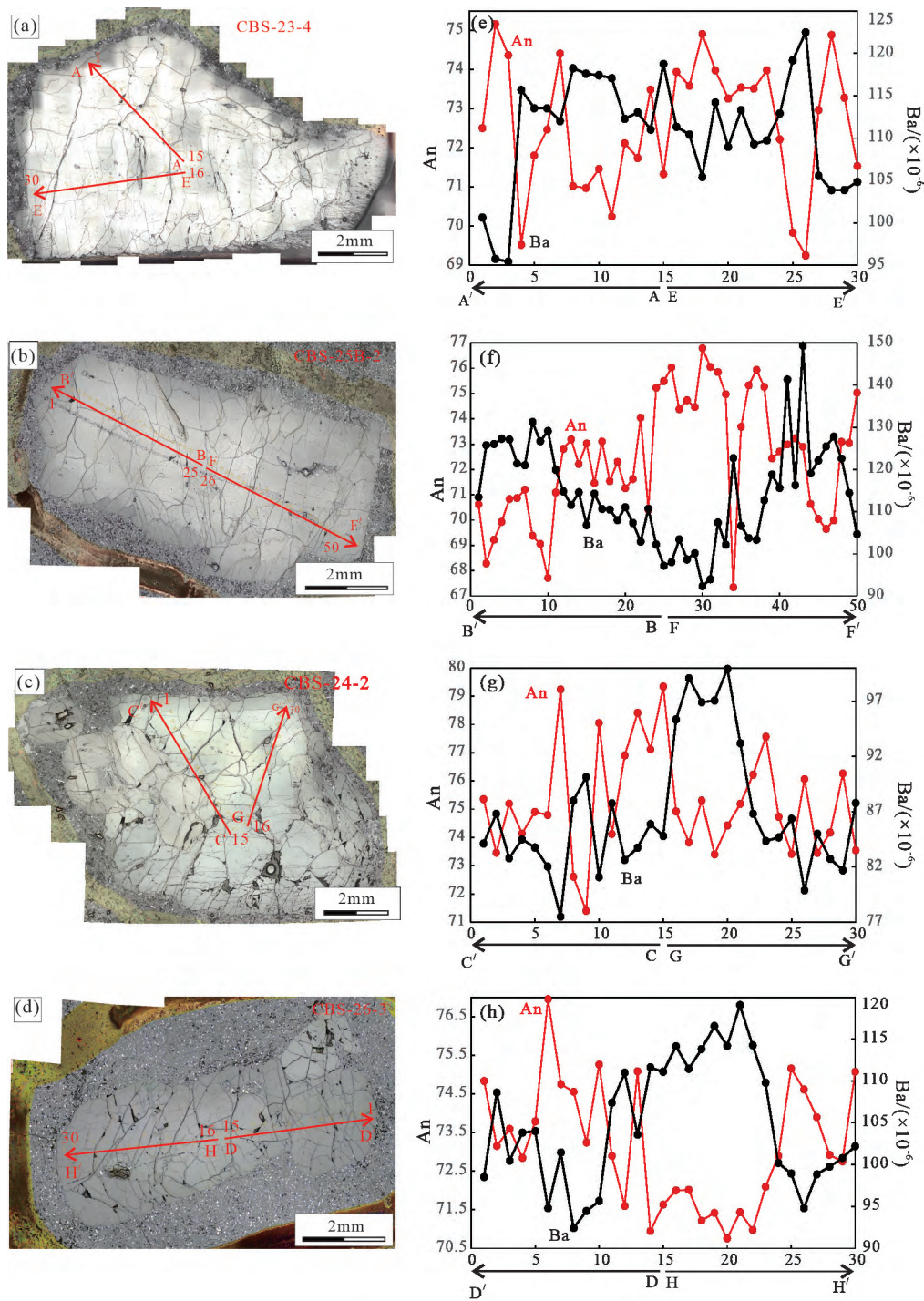
些对斜长石环带的控制因素,即熔体成分和物理参数,对于理解斜长石的起源是很重要的。由于所研究样品排除了同化混染过程,故下文的熔体成分变化主要指的是岩浆补给混合导致的熔体成分变化。

斜长石斑晶核-幔部振荡环带的 An 值变化幅度高达 8% (图 6)。在大型岩浆房中的变压等温对流可以导致斜长石 An 值发生变化,其变化率一般为 2%/100 MPa (Danyushevsky, 2001)。An 增加 8% 需要压力突然减小 400 MPa (13.2 km)。如果是在岩浆通道中结晶是有可能产生如此大的深度变化 (田伟等, 2017),但在岩浆通道中结晶的斜长石斑晶在上升过程中压力单向递减,不会导致 An 振荡变化;虽然斜长石斑晶受岩浆房对流会出现压力的变化导致 An 振荡,但这个深度对于地壳岩浆房

来说是不太可能的。而且如此大的减压必然会导致斑晶内部的再吸收 (Nelson and Montana, 1992),斑晶未观察到再吸收结构 (resorption textures) (图 2),所以压力不可能剧烈变化。更高的 H₂O 含量将使平衡斜长石的 An 值增大,每 1% H₂O, An 约增大 2% (Sisson and Grove, 1993; Couch et al., 2001)。虽然在岩浆演化晚期可能会出现如此高的水含量 (陈欢等, 2019; 于宋月等, 2020),但岩浆演化过程中含水量也是单向增加的,也不会出现含水量变化导致的 An 振荡变化,况且增加如此多的水含量与板内玄武岩特征不符。此外,如果是含水量的变化导致了 An 的改变,熔体和斜长石中的 TiO₂ 将随着岩浆演化连续增加 (Neave et al., 2013),这与在斜长石斑晶中观察到的 TiO₂ 和 An 呈同步变化的特征不符 (图 6c)。因此,长白山斜斑玄武岩的斜长石斑晶核-幔振荡环带结构最可能的成因为岩浆房中温度的变化和岩浆补给混合过程。

斜长石振荡环带 An 值的变化与对岩浆分异过程敏感的元素相关 (Neave et al., 2013)。例如, Ti 因其具有较大的电荷,而在斜长石中的扩散非常缓慢,因此是一个可靠的岩浆演化的示踪剂 (Humphreys, 2009)。由于补给的基性岩浆相对演化岩浆具有更高的 An 和更低的 TiO₂ (Neave et al., 2013),在斜长石斑晶的振荡环带核-幔部, TiO₂ 与 An 呈负相关关系 (图 6a),这与岩浆混合作用的结果一致;部分斜长石斑晶的边缘呈浑圆状或具有港湾状熔蚀边,也是发生过热基性岩浆补给的佐证 (图 2c)。尽管 Fe 和 Mg 对斜长石也是不相容元素,但并没有观察到 Fe、Mg 与 An 之间的相关变化 (图 6),这可能是由于分析数据中 TFeO、MgO 的分析精度还不足以反映岩浆混合过程中 TFeO、MgO 的细微变化,或与变价元素 Fe 和快速扩散元素 Mg (斜长石中元素扩散速率 Mg>K>Sr>Ba>NaSi-CaAl; Van Orman et al., 2014) 在斜长石中的扩散行为有关。

温度、压力和水含量的变化可能影响 An 值,但对微量元素的影响非常有限,斜长石的微量元素环带主要由熔体成分控制 (Ginibre and Wörner, 2007; Bezaud et al., 2017)。Sr、Ba、Eu 为斜长石的相容元素 (即分配系数高),补给进来的基性岩浆会对斜长石这些元素的含量造成大的影响 (图 7)。考虑到 Sr 扩散相对较快, Eu 受氧逸度影响,使 Sr、Eu 与 An 之间的相关性受到破坏 (图 7),故本文主要通过 Ba 与 An 的相关性变化来反映岩浆房过程。由于补给的基性岩浆相对演化岩浆具有更高的 An 和更低的 Ba 含量 (Izbekov et al., 2002; Browne et al., 2006),且



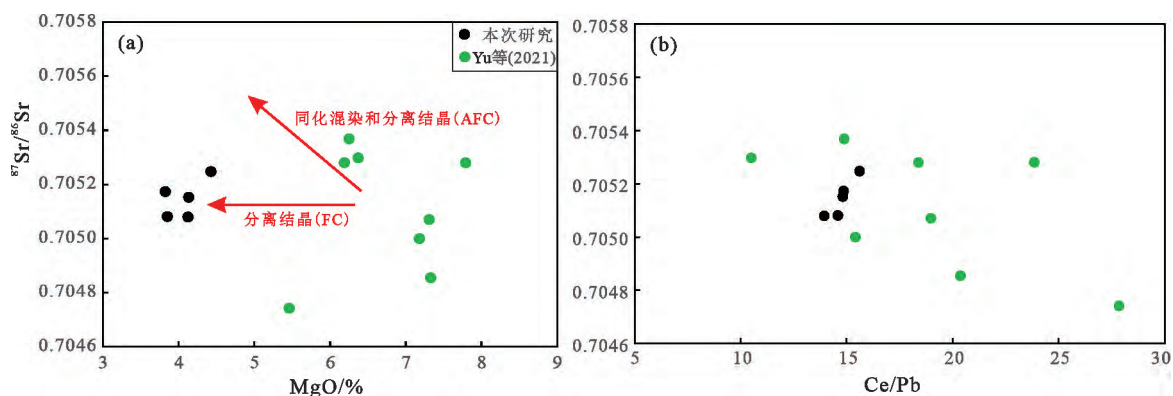
剖面分析 AA' 和 EE'、BB' 和 FF'、CC' 和 GG'、DD' 和 HH' 的位置分别标示于图 8a、8b、8c 和 8d
 图 8 长白山玄武岩的斜长石斑晶反射光照片及斜长石斑晶核部到幔部剖面分析的 An 和 Ba 含量变化
 Fig. 8 Microphotos of plagioclase phenocrysts under reflected light and variations of An values and Ba contents of different zones from the core to mantle of plagioclase phenocryst of the Changbaishan basalt

斜长石斑晶中微量元素 Ba 几乎不受温度、压力和岩浆中水含量的影响,从斑晶核部到幔部,An 与 Ba 具有很强的镜像对称(图 8),说明斜长石斑晶核-幔振荡环带结构主要由岩浆补给混合导致。

此外,除了熔体成分变化效应外,斜长石的 An 值还与温度有关。An 对 Ti 有很强的晶体化学效

应,在只受温度变化影响的情况下,Ti 与 An 的变化会是同步的 (Neave et al., 2014)。对于斑晶 CBS-24-2,其 TiO₂ 含量与 An 具有很强的同步性(图 6c),说明主要是受温度的影响(岩浆房中心到边缘对流可能形成一定温度差)。

斑晶 CBS-25B-2 和 CBS-26-3 的 TiO₂ 含量与 An



据 Yu 等(2021)修改

图 9 长白山地区玄武岩本次研究与已有研究 MgO-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (a) 和 Ce/Pb-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (b) 元素相关图

Fig. 9 Diagrams of MgO vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (a) and Ce/Pb vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (b) for samples of the plagioclase-phyric basalt matrix and the basalt in the Changbaishan area

值无相关性(图 6b、6d),可能是它们受到的岩浆补给混合作用与温度作用相当。斜长石接近中性浮力,补给岩浆的周期性对流引起斜长石在岩浆房中的上下移动(Campbell, 1978),因此斜长石斑晶并非原位结晶,同时由于岩浆房不同部位的温度不同(Takagi et al., 2005),因此斜长石结晶生长时的温度是变化的。

另外,斜长石与其他镁铁质矿物因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。CBS-24-2 斑晶相对其他 3 个斑晶具有较高的 An、MgO 和较低的 FeO、TiO₂,对应的熔体可能经历过更低程度的分离结晶和一定钛铁矿的结晶分异(图 6c)。

4.3 环带斜长石斑晶边缘对喷出后阶段的记录

4.3.1 地球化学证据 正确识别斜长石在岩浆喷出后阶段的结晶过程对于利用 MgO 和 Sr 在斜长石中的扩散动力学性质估计岩浆驻留时间尺度非常关键(Costa et al., 2010; Zellmer et al., 2011),然而鲜有研究从岩相学和地球化学上对该过程进行限定。由于玄武岩中的堆晶作用及结晶分异作用,通过直接比较斑晶边部与其寄主岩浆的全岩成分(包括主量元素和相容的微量元素)并不能获得斑晶与寄主之间是否达到成分平衡的信息。但是,通过比较斜长石边缘与其基质斜长石的成分是可以检验边部与寄主岩浆之间的成分平衡关系的。环带斜长石斑晶边缘和核-幔部成分双峰式分布且具有与基质斜长石相似的 An、TiO₂、MgO、TFeO 范围(图 4),表明其边缘结晶于和寄主成分相似的熔体。所以,长白山斜斑玄武岩的环带结构斜长石斑晶边缘应该是斑

晶被寄主岩浆捕获后结晶的,并非结晶于在捕获前的岩浆房中。因此,本文认为这种结晶应属于喷出近地表的次火山过程。

岩浆喷出后逐渐冷却,由于晶体周围熔体体积有限,随着冷却进行,斜长石晶体将在边缘生长极端演化的成分。与此相呼应的是,斜长石斑晶以及基质斜长石的边缘都观察到了极端演化的成分(图 4)。例如,在斜长石斑晶边缘,An 最高从~80 降低至~35, TiO₂ 从~0.06% 上升到~0.23%, TFeO 从~0.5% 上升到~1%(图 5g、5k),且基质斜长石也有同样的变化趋势。在晶体边缘, MgO 随着 An 的显著降低而降低(图 5),明显不同于核-幔部。在斜长石结晶过程中, Mg 的斜长石-熔体分配系数随温度和 An 的降低而升高(Bindeman et al., 1998; Tepley III et al., 2010; Sun et al., 2017),所以斜长石的 MgO 含量与 An 值在横穿斜长石环带的剖面上因呈镜像对称变化,但斜长石内 MgO 快速扩散再平衡将改变斜长石的原始 MgO 含量变化趋势,导致 MgO 与 An 之间不再出现镜像对称变化关系(Costa et al., 2010)。由于 Mg 的斜长石-熔体分配系数随着玄武质岩浆结晶程度升高基本不发生变化(Sun et al., 2017),所以在斜长石晶体边缘显示的 MgO 与 An 的同步降低(图 5)应指示喷出后阶段的岩浆体系中 MgO 含量的快速降低。熔体中 MgO 的快速降低可能与喷出后斜长石周围发生镁铁质矿物(微晶和基质)的结晶有关。斜斑玄武岩斜长石斑晶的边缘相对较窄,基质斜长石较细小,则表明岩浆到达地表、近地表的冷却过程较快,因此斜长石边缘-熔体间的 Mg 扩散平衡作用未能发生。因此, MgO 与 An 在晶体边缘的同步降低是岩浆喷出后阶段的斜长

石结晶标志。而 FeO 未降低(升高或轻微降低,图 5),说明受到了其他使其升高因素补偿。温度增加,水压力降低,氧逸度的增加都能造成铁分配系数增加(氧逸度对铁分配系数影响最大),这些因素对 Mg 几乎没影响,使得 Fe 与 Mg 不同变化(Lundgaard and Tegner, 2004; Aigner-Torres et al., 2007)。

4.3.2 玄武岩及斜长石结晶温度证据 (1) 玄武岩岩浆的液相线温度估算:前人的相关研究表明(Nielsen and Dungan, 1983),玄武岩岩浆的液相线温度和其 MgO 的含量呈正比,因此玄武岩岩浆中的 MgO 常被用作液相线或喷发温度的代表。长白山玄武岩基质 MgO 含量为 3.82%~4.43%,据 Niu 等(2002)玄武岩岩浆喷发温度公式: $t_{\text{液相}}(\text{°C}) = 1026e^{[0.01894 \text{MgO}]}$ (MgO 含量为质量分数%)计算及由图解(图 10)估算,得到长白山玄武岩岩浆喷发温度为 1103~1116 °C,平均为 1108 °C。本文还采用 Lee 等(2009)的计算方法和根据 PRIMELT3 软件计算玄武岩岩浆的液相线温度,得到的温度与 Niu 等(2002)计算的结果一致。

(2) 斜长石斑晶边部结晶温度估算:斜长石环带的成分变化主要受其形成时温度、压力的制约,由于目前未发现斜长石单矿物温度计,都是用矿物-熔体来计算斜长石温度,导致与熔体未平衡的核幔部温度无法准确计算。利用 Putirka(2008)斜长石温度计来估算斜长石斑晶边缘及基质斜长石形成时的温度。

本文利用斜长石电子探针数据和基质成分数据对斜长石斑晶边缘和基质斜长石分别进行了温度估算,计算结果如下:长白山玄武岩基质 MgO 含量为 4.43% 对应的斑晶边缘和基质斜长石 An 约为 54%,结晶温度为 1110 °C;基质 MgO 含量为 3.82% 对应的斑晶边缘和基质斜长石 An 约为 30%,结晶

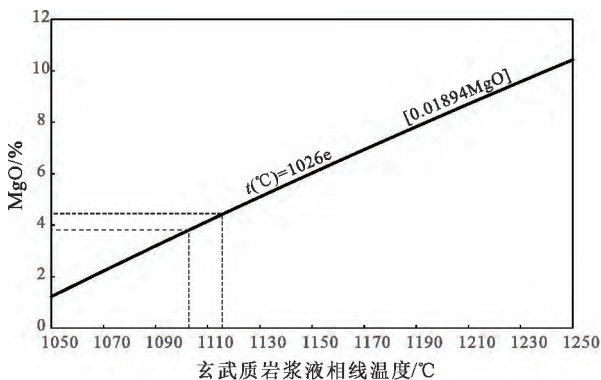


图 10 玄武岩岩浆液相线温度-MgO 含量关系图
Fig. 10 Diagram of relationship between liquidus temperatures and MgO contents of the basaltic magma

温度为 1097 °C。长白山斜长石斑晶边缘、基质斜长石微晶和玄武岩岩浆具有近似相同的结晶温度。

4.4 长白山斜斑玄武岩岩石成因及构造意义

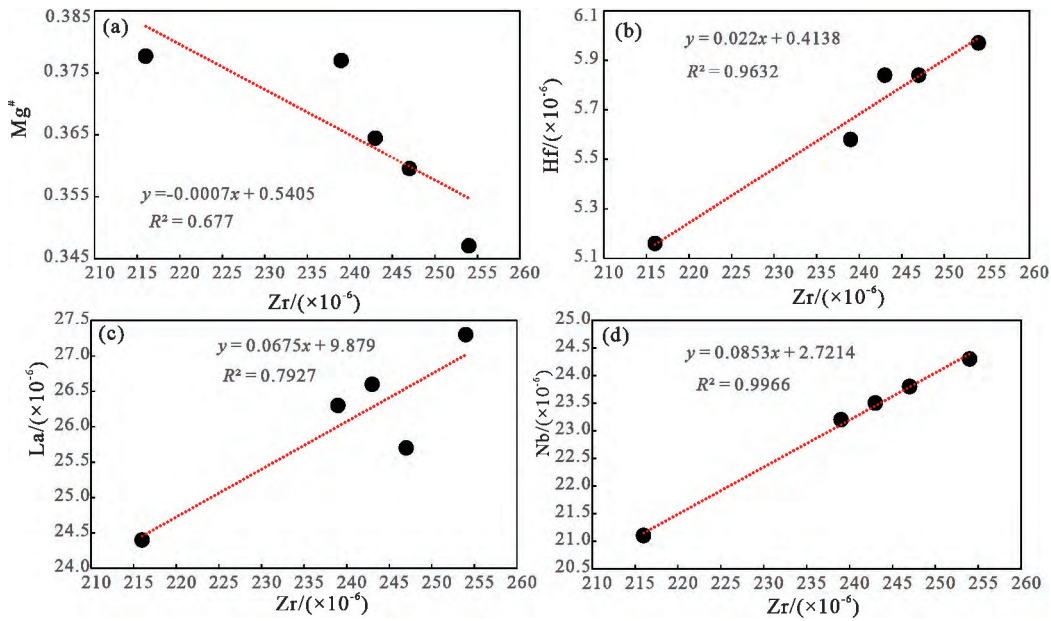
作为经历了大规模分离结晶作用的残余熔体,相对原始基性岩浆应更为演化。另外,这些相对演化的残余熔体将具有较低的 $Mg^{\#}$ 和较高的稀土元素含量;如果存在锆石的分离结晶,则还具有较低的 Zr 含量和降低的 Zr/Hf 比值,若未发生锆石的分离结晶,残余熔体 Zr 含量将升高,Zr/Hf 比值则与原始基性岩浆相似。基质主微量分析结果显示(图 11),长白山斜斑玄武岩的 $Mg^{\#}$ 随着 Zr 含量的升高而降低(图 11a),而 Zr/Hf 不变(Zr/Hf 为 41.61~42.83;表 1),说明残余熔体的 Zr/Hf 比值与补给岩浆相似,存在高 Zr 低 $Mg^{\#}$ 的残余熔体和低 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 Zr-Hf、La-Zr、Nb-Zr 等(图 11b~11d),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 Zr/Hf (41.61~42.83) 和 La_N/Yb_N (10.25~11.52),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。此外,通过与前人发表的长白山玄武岩数据进行对比(Yu et al., 2018),本次研究玄武岩基质具有明显更低的 MgO、Cr、Ni(图 12),这些样品的基质代表了非常演化的岩浆,应该经历了早期橄榄石、辉石的分离结晶,说明长白山斜斑玄武岩是岩浆演化晚期的产物,暗示本地区的玄武岩为含水岩浆结晶的产物,且斜长石斑晶应形成于地壳浅部岩浆房。

另外,长白山斜斑玄武岩的斜长石斑晶核-幔部成分变化但连续(图 4),并且其 An 值(66~82)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。

5 结论

(1) 长白山斜斑玄武岩经历过基性岩浆补给、混合作用,且补给基性岩浆与先存岩浆房的残留岩浆具有相似的微量元素特征。

(2) 长白山斜斑玄武岩基质部分较前人发表长白山地区玄武岩数据相比具有明显更低的 MgO、Cr、Ni,这些样品的基质代表了非常演化的岩浆,应该经历了早期橄榄石、辉石的分离结晶,说明长白



据 Yu 等(2018)修改

图 11 长白山玄武岩 Zr-Mg[#] (a)、Zr-Hf (b)、Zr-La (c)、Zr-Nb (d) 成分协变图

Fig. 11 Diagrams of Zr vs. Mg[#] (a), Zr vs. Hf (b), Zr vs. La (c), and Zr vs. Nb (d) for samples of the Changbaishan basalt

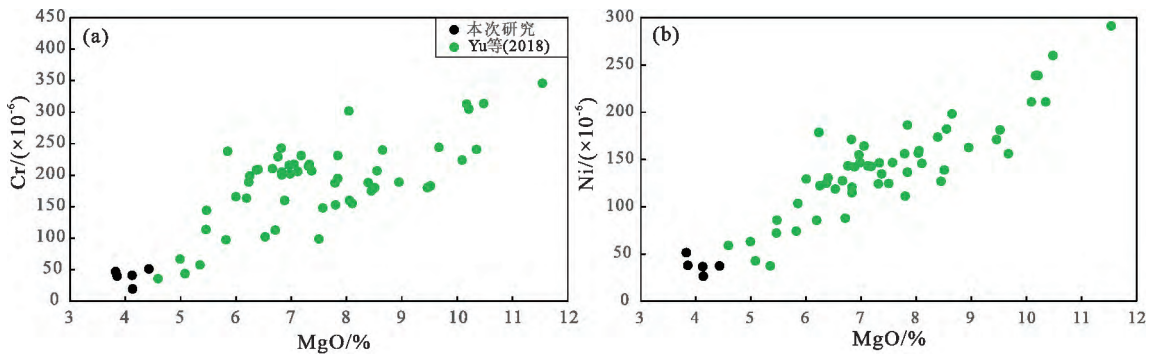


图 12 长白山地区玄武岩本次研究与已有研究 MgO-Cr(a) 和 MgO-Ni(b) 相关图

Fig. 12 Diagrams of MgO vs. Cr (a) and MgO vs. Ni (b) for samples of the plagioclase-phyric basalt matrix and the basalt in the Changbaishan area

山斜斑玄武岩是岩浆演化晚期的产物,暗示本地区的玄武岩为含水岩浆结晶的产物,且斜长石斑晶应形成于地壳浅部岩浆房。

(3)长白山斜斑玄武岩的斜长石斑晶核-幔振荡环带结构为岩浆房中温度的变化和岩浆混合作用共同导致。

(4)环带斜长石斑晶边缘结晶应属于喷出近地表的次火山过程,且玄武质岩浆喷发温度为 1 108 °C, MgO 与 An 在晶体边缘的同步降低是岩浆喷出后阶段的斜长石结晶标志。

致谢:感谢周生华、康健在野外工作中给予的

帮助。

参考文献 (References):

Aigner-Torres M, Blundy J, Ulmer P, Pettko 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, Nakada S. 2005. Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 67(3): 254-267

Bezard R, Turner S, Davidson J, Schmitt A K, Lindsay J. 2017. Origin and evolution of silicic magmas in oceanic arcs; an *in situ* study from St Lucia, Lesser Antilles. *Journal of Petrology*, 58(7): 1279-1318

- Bindeman I N, Davis A M, Drake M J. 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(7): 1175-1193
- Browne B L, Eichelberger J C, Patino L C, Vogel T A, Uto K, Hoshizumi H. 2006. Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1-2): 103-116
- Campbell I H. 1978. Some problems with the cumulus theory. *Lithos*, 11(4): 311-323
- Cheng L L, Yang Z F, Zeng L, Wang Y, Luo Z H. 2014. Giant plagioclase growth during storage of basaltic magma in Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(2): 971
- Coote A C, Shane P. 2016. Crystal origins and magmatic system beneath Ngauruhoe volcano (New Zealand) revealed by plagioclase textures and compositions. *Lithos*, 260: 107-119
- Costa F, Coogan L A, Chakraborty S. 2010. The time scales of magma mixing and mingling involving primitive melts and melt-mush interaction at mid-ocean ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(3): 371-387
- Couch S, Sparks R S J, Carroll M R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411(6841): 1037-1039
- Danyushevsky L V. 2001. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(3-4): 265-280
- Davidson J, Tepley III F, Palacz Z, Meffan-Main S. 2001. Magma recharge, contamination and residence times revealed by in situ laser ablation isotopic analysis of feldspar in volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(2): 427-442
- Davidson J P, Tepley III F J. 1997. Recharge in volcanic systems: Evidence from Isotope Profiles of Phenocrysts. *Science*, 275(5301): 826
- Gaetani G A, Grove T L, Bryan W B. 1993. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, 365(6444): 332-334
- Ginibre C, Wörmner G, Kronz A. 2002. Minor-and trace-element zoning in plagioclase: Implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, Northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(3): 300-315
- Ginibre C, Wörmner G. 2007. Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. *Lithos*, 98(1-4): 118-140
- Humphreys M C S, Blundy J D, Sparks R S J. 2006. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47(12): 2303-2334
- Humphreys M C S. 2009. Chemical evolution of intercumulus liquid, as recorded in plagioclase overgrowth rims from the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology*, 50(1): 127-145
- Izbekov P E, Eichelberger J C, Patino L C, Vogel T A, Ivanov B V. 2002. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano: Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geology*, 30(9): 799-802
- Lange A E, Nielsen R L, Tepley III F J, Kent A J R. 2013. The petrogenesis of plagioclase-phyric basalts at mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8): 3282-3296
- Lee C T A, Luffi P, Plank T, Dalton H, Leeman W P. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(1-2): 20-33
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1-2): 34-43
- Luhr J F, 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 K L, Tegner C. 2004. Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(4): 470-483
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253
- Morse S A. 1984. Cation diffusion in plagioclase feldspar. *Science*, 225(4661): 504-505
- Neave D A, Passmore E, MacLennan J, Fitton G, 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
- Neave D A, MacLennan J, Hartley M E, Edmonds M, Thordarson T. 2014. Crystal storage and transfer in basaltic systems: The Skuggafjöll Eruption, Iceland. *Journal of Petrology*, 55(12): 2311-2346
- Nelson S T, Montana A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11-12): 1242-1249
- Nielsen R L, Dungan M A. 1983. Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84(4): 310-326
- Nielsen R L, Crum J, Bourgeois R, Hascall K, Forsythe L M, Fisk M R, Christie D M. 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
- Niu Y L, Gilmore T, Mackie S, Greig A, Bach W. 2002. Mineral chemistry, whole-rock compositions, and petrogenesis of leg 176 gabbros: Data and discussion. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 176:1-60
- Putirka K D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61-120
- Qi L, Hu J, Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507-513
- Sisson T W, Grove T L. 1993. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2): 167-184

- Song X Y, Xie W, Deng Y F, Crawford A J, Zheng W Q, Zhou G F, Deng G, Cheng S L, Li J. 2011. Slab break-off and the formation of Permian mafic-ultramafic intrusions in southern margin of Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang, NW China. *Lithos*, 127(1-2): 128-143
- Sun C G, Graff M, Liang Y. 2017. Trace element partitioning between plagioclase and silicate melt: The importance of temperature and plagioclase composition, with implications for terrestrial and lunar magmatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 206: 273-295
- Takagi D, Sato H, 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
- Tang Y J, Zhang H F, Deloule E, Su B X, Ying J F, Xiao Y, Hu Y. 2012. Slab-derived lithium isotopic signatures in mantle xenoliths from northeastern North China Craton. *Lithos*, 149: 79-90
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Palo Alto, California: Blackwell Scientific Publications, 673-674
- Tepley III F J, Lundstrom C C, McDonough W F, Thompson A. 2010. Trace element partitioning between high-An plagioclase and basaltic to basaltic andesite melt at 1 atmosphere pressure. *Lithos*, 118(1-2): 82-94
- Ustunisik G, Kilinc A, Nielsen R L. 2014. New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase. *Lithos*, 200-201: 80-93
- Van Orman J A, Cherniak D J, Kita N T. 2014. Magnesium diffusion in plagioclase: Dependence on composition, and implications for thermal resetting of the $^{26}\text{Al} - ^{26}\text{Mg}$ early solar system chronometer. *Earth and Planetary Science Letters*, 385: 79-88
- Wang J, Hattori K, Xie Z P. 2013. Oxidation state of lithospheric mantle along the northeastern margin of the North China Craton: Implications for geodynamic processes. *International Geology Review*, 55(11): 1418-1444
- Wang Y, Li C F, Wei H Q, Shan X J. 2003. Late Pliocene-recent tectonic setting for the Tianchi volcanic zone, Changbai Mountains, Northeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(10): 1159-1170
- Wei H Q, Wang Y, Jin J Y, Gao L, Yun S H, Jin B L. 2007. Timescale and evolution of the intracontinental Tianchi volcanic shield and ignimbrite-forming eruption, Changbaishan, Northeast China. *Lithos*, 96(1-2): 315-324
- Weis D, Kieffer B, Maerschalk C, Pretorius W, 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): Q02002, doi: 10.1029/2004GC000852
- Xu Q H, Liu J Q, He H Y, Zhang Y H. 2019. Nature and evolution of the lithospheric mantle revealed by water contents and He-Ar isotopes of peridotite xenoliths from Changbaishan and Longgang basalts in northeast China. *Science Bulletin*, 64(18): 1325-1335
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(9-10): 747-757
- Yang F, Huang X L, Xu Y G, He P L. 2019. Magmatic processes associated with oceanic crustal accretion at slow-spreading ridges: Evidence from plagioclase in mid-ocean ridge basalts from the South China Sea. *Journal of Petrology*, 60(6): 1135-1162
- Yu S Y, Xu Y G, Zhou S H, Lan J B, Chen L M, Shen N P, Zhao J X, Feng Y X. 2018. Late Cenozoic basaltic lavas from the Changbaishan-Baoqing volcanic belt, NE China: Products of lithosphere-asthenosphere interaction induced by subduction of the Pacific plate. *Journal of Asian Earth Sciences*, 164: 260-273
- Yu S Y, Xu Y G, Huang K J, Lan J B, Chen L M, Zhou S H. 2021. Magnesium isotope constraints on contributions of recycled oceanic crust and lithospheric mantle to generation of intraplate basalts in a big mantle wedge. *Lithos*, 398-399: 106327
- Zellmer G F, Rubin K H, Dulski P, Iizuka Y, Goldstein S L, Perfit M R. 2011. Crystal growth during dike injection of MOR basaltic melts: Evidence from preservation of local Sr disequilibria in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(1): 153-173
- Zhang R Q, Wu Q J, Sun L, He J, Gao Z Y. 2014. Crustal and lithospheric structure of Northeast China from S-wave receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 401: 196-205
- Zheng Y, Shen W S, Zhou L Q, Yang Y J, Xie Z J, Ritzwoller M H. 2011. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research*, 116(B12): B12312
- 白志达, 徐德斌, 张秉良, 张焱, 卜景. 2006. 龙岗火山群第四纪爆破式火山作用类型与期次研究. *岩石学报*, 22(6): 1473-1480
- 陈欢, 顾笑龔, 夏群科. 2019. 水与大火成岩省的形. *矿物岩石地球化学通报*, 38(2): 248-259
- 樊祺诚. 2008. 长白山火山的历史与演化. *资源调查与环境*, 29(3): 196-203
- 刘国明, 孙玉涛, 李婷, 仲广培, 宫振, 郭锋, 苏晓轶. 2018. 长白山天池火山气体地球化学监测及数据处理方法探讨. *矿物岩石地球化学通报*, 37(4): 621-628
- 刘嘉麒, 陈双双, 郭文峰, 孙春青, 张茂亮, 郭正府. 2015. 长白山火山研究进展. *矿物岩石地球化学通报*, 34(4): 710-723
- 刘勇胜, 高山. 2007. 华北地区中生代玄武岩高 Nb/Ta 值对地壳岩石再循环的直接记录. *矿物岩石地球化学通报*, 26(1): 19-28
- 田伟, 王双月, 王磊, 高中博, 弓明月. 2017. 大陆溢流玄武岩省火山通道研究进展. *矿物岩石地球化学通报*, 36(3): 432-442
- 徐义刚, 樊祺诚. 2015. 中国东部新生代火山岩研究回顾与展望. *矿物岩石地球化学通报*, 34(4): 682-689
- 于宋月, 蓝江波, 陈琦. 2020. 峨眉山苦橄岩原始岩浆成分反演及对地幔熔融条件的评估. *矿物岩石地球化学通报*, 39(6): 1240-1255

(本文责任编辑: 龚超颖; 英文审校: 张兴春)

(文中附表见中国知网正文电子版)