

山东昌乐新生代碱性玄武岩中的巨晶单斜辉石成因研究*

陈小明 陈立辉 徐夕生

CHEN XiaoMing, CHEN LiHui and XU XiSheng

内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093

State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2008-08-07 收稿, 2009-02-16 改回.

Chen XM, Chen LH and Xu XS. 2009. Study on the genesis of clinopyroxene megacrysts in the Cenozoic alkali basalt at Changle, Shandong Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5):1105–1116

Abstract There are four types of pyroxenes in the Cenozoic alkali basalt at Changle, Shandong Province: phenocryst clinopyroxenes, matrix clinopyroxenes, clinopyroxene megacrysts and homologous orthopyroxene xenocrysts. The coronas, between the clinopyroxene megacrysts and alkali basalt, could be divided into complex coronas and simple coronas. The complex coronas appeared in the outside of larger clinopyroxene megacrysts and could be divided into four zones based on their characteristics of textures and components. The zones of interior, transitional and exterior are composed of clinopyroxenes with different textures and a few melts and metal oxides. The edge zone is composed of clean clinopyroxene without melt and metal oxide. The clinopyroxenes at the coronas display comb texture in the interior zone, sieve texture in the transitional zone and both similar sector-zoned and sieve texture in the exterior. The compositions of the clinopyroxenes, melts and metal oxides at the coronas are controlled by the clinopyroxene megacrysts only in the interior zone, and by basaltic magma in other zones. The simple coronas appear in the outside of smaller clinopyroxene megacrysts and are composed of whole clinopyroxene without melt and metal oxide. The coronas of clinopyroxene megacrysts are resulted from the temperature difference between clinopyroxene megacrysts and basaltic magma. If the grain of clinopyroxene megacryst is larger, the time taken to adjust the difference of temperature is longer, then the complex coronas with four zones will form; if the grain is smaller, the simple coronas with edge zone will form as a result. The compositions of homologous orthopyroxene xenocrysts are within the range of compositions of the orthopyroxenes in the lherzolite xenoliths. The clinopyroxene rim or reaction rim surrounding the orthopyroxene xenocrysts are the results of the compositional difference between orthopyroxene and basaltic magma, similar to the reaction rim texture described by Bowen (1956). All clinopyroxene megacrysts, clinopyroxenes in the lherzolite xenoliths and part of the core of clinopyroxene phenocrysts are located in the “granulites and the inclusions in basalts” field of Aoki and Shiba (1973) in the Al^{IV} - Al^{VI} diagram, suggesting a relatively high-pressure crystallization. It suggests that part of the core of clinopyroxene phenocrysts come from mantle lherzolite, and they belong to xenocrysts. Clinopyroxenes in the coronas, matrix clinopyroxenes and a majority of clinopyroxene phenocrysts are plotted in the “igneous rocks” field. Based on the estimated crystallization pressure for clinopyroxene megacrysts and clinopyroxenes in the lherzolite xenoliths, we suggest a formation mechanism for the clinopyroxene megacrysts as following: first, the asthenosphere-derived alkali basaltic melts invaded into the lithospheric mantle near the lithosphere asthenosphere boundary and produced clinopyroxene megacrysts, then the melts with a great lot of clinopyroxene megacrysts mixed with the existing magmatic system from mantle lithosphere entraining an abundance of the xenocrysts of clinopyroxenes and orthopyroxenes and lherzolite xenoliths. The mixed alkali basaltic magmas with clinopyroxene megacrysts, xenocrysts and xenoliths ascended from the crustal magma chambers, and erupted at the surface.

Key words Alkali basalt; Clinopyroxene megacryst; Pyroxene xenocryst; Forming model; Changle; Shandong Province

摘要 山东昌乐新生代碱性玄武岩中除斑晶单斜辉石和基质单斜辉石外, 还发育大量巨晶单斜辉石和同源斜方辉石捕掳晶。巨晶单斜辉石与玄武岩间发育复杂和简单两种类型的反应边。复杂反应边往往发育在颗粒较大的巨晶单斜辉石外

* 国家自然科学基金项目(40673023 和 40730313)资助。

第一作者简介: 陈小明, 男, 1963 年生, 教授, 主要从事岩浆岩岩石学和矿物学研究, E-mail: xmchen@nju.edu.cn

围。复杂反应边可分为4个带:内部带、过渡带、外部带和边缘带,其中,内部带、过渡带和外部带均由具不同结构特征的单斜辉石+熔体+金属氧化物构成,边缘带为不含熔体和金属氧化物的干净的单斜辉石;内部带的单斜辉石具梳状构造,过渡带的单斜辉石具细密筛孔构造,外部带为具似砂钟构造的筛孔状单斜辉石。反应边中单斜辉石、熔体及金属氧化物的成分显示,只有内部带受到单斜辉石巨晶的影响,其余带均受玄武岩浆的制约。简单反应边往往发育在颗粒较小的巨晶单斜辉石外围。简单反应边仅发育不含熔体和金属氧化物的干净的单斜辉石。巨晶单斜辉石的反应边是巨晶与玄武岩浆间温度差造成的。在与玄武岩浆反应的过程中,大颗粒的单斜辉石巨晶需要较长的时间与玄武岩浆达到温度平衡,从而有足够的时间发育包含4个带的复杂反应边;反之,由于缺乏足够的反应时间,小颗粒单斜辉石巨晶的外围只发育不含熔体和金属氧化物的简单反应边。同源斜方辉石捕掳晶的成分与地幔二辉橄榄岩包体中的斜方辉石类似,其边部发育类似于Bowen反应(1956)形成的单斜辉石环边。在单斜辉石 $Al^{IV}-Al^{VI}$ 图解上,巨晶单斜辉石、二辉橄榄岩包体中的单斜辉石以及部分单斜辉石斑晶的核部,均位于较高压力的“麻粒岩和玄武岩中包体”区域,反应边中单斜辉石、基质单斜辉石以及绝大部分斑晶单斜辉石位于“火成岩”区域,说明部分斑晶单斜辉石核部来源于地幔二辉橄榄岩,属于捕掳晶。结合单斜辉石结晶压力的估算,笔者认为巨晶单斜辉石的成因模式为:来自软流圈的碱质基性熔体上侵到地幔岩石圈下部,结晶形成单斜辉石巨晶,后来该熔体携带巨晶单斜辉石与来自上地幔岩石圈、夹带大量二辉橄榄岩包体以及斜方辉石(和单斜辉石)捕掳晶的玄武岩浆混合,巨晶单斜辉石随混合后的碱性玄武岩浆上升、喷出地表。

关键词 碱性玄武岩;单斜辉石巨晶;辉石捕掳晶;形成模式;山东昌乐

中图法分类号 P588.145

1 引言

在中国东部新生代碱性玄武岩中,广泛分布有与刚玉和锆石等巨晶共存的单斜辉石巨晶。这些单斜辉石巨晶粒径一般在10~20mm,大者可达100mm。为了了解单斜辉石巨晶的成因、所包含的深部地质信息以及与共存的其它矿物巨晶之间的关系,前人对这些单斜辉石巨晶进行了大量的研究,主要集中在单斜辉石巨晶的化学成分、微量元素、同位素以及挥发组分等特征方面(陈道公等,1997a,b;夏群科等,1999,2001;Xia *et al.*, 2002;于津海和罗树文,2000;Zhi *et al.*, 2001;Sutthirat *et al.*, 2001;Dobosi and Jenner, 1999;Woodland and Jugo, 2007),而对于单斜辉石巨晶的结构特征所包含的成因信息以及与寄主碱性玄武岩间关系的研究很弱,针对山东昌乐碱性玄武岩中单斜辉石巨晶的研究则更少,本文通过对昌乐新生代碱性玄武岩中原位单斜辉石巨晶的结构化学及其与寄主玄武岩间关系的研究,结合对寄主玄武岩中斑晶和基质单斜辉石以及辉石捕掳晶的研究,来探讨山东昌乐新生代单斜辉石巨晶的成因。

2 样品特征和分析方法

研究样品主要采自山东昌乐地区的新生代碱性玄武岩。单斜辉石巨晶的粒径主要在10~20mm,它们普遍受到熔蚀,在黑色的单斜辉石巨晶表层(及其裂隙中)发育有一层灰色的外壳(图1)。笔者选择了新鲜的玄武岩样品及其中的原位单斜辉石巨晶为研究对象,主要利用电子探针针对单斜辉石巨晶与寄主玄武岩的关系以及玄武岩中的其它单斜辉石矿物(斑晶单斜辉石、基质单斜辉石以及二辉橄榄岩中的单斜辉石)进行了研究。

电子探针的观察和测试工作是在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室进行的。实验条件为:加速电压15keV,探针电流 2×10^{-8} A,束斑直径 $< 1 \mu\text{m}$;定量分析的标样为美国国家标准局的矿物标样,其中 SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 使用角闪石为标样, MnO 使用铁橄榄石为标样。

3 单斜辉石巨晶与玄武岩间的接触关系

3.1 结构特征

笔者首先利用光学显微镜及背散射电子成分图像(COMP)对单斜辉石巨晶与玄武岩间接触带的结构特征进行了观察。在巨晶单斜辉石与玄武岩的接触部位,发育肉眼所见的灰色外壳,其厚度一般在10~300 μm ,最厚的可达1.5mm;在背散射电子图像(COMP)中,灰色外壳表现为与主体单斜辉石灰度不同的环带(图1)。系统的结构和成分研究(见3.2部分)表明该单斜辉石环带为单斜辉石巨晶与玄武岩浆反应形成的反应边。

根据结构和成分特征,单斜辉石巨晶与玄武岩的反应边可以分为2类。第1类为复杂反应边(MCpx-1),其厚度相对较大,主要发育在10mm以上的单斜辉石巨晶边部;复杂反应边可以进一步分为内部带、过渡带、外部带和边缘带(图1b)。内部带与主体单斜辉石巨晶界线清楚,由颗粒较大的单斜辉石垂直界面生长而成(即梳状结构),颗粒间充填有熔体,并含少量以FeTi为主的金属氧化物;过渡带由筛孔状的单斜辉石组成,筛孔细密且充填着熔体,该带中发育大量细小的金属氧化物;外部带也是由筛孔状的单斜辉石组成,筛孔中也充填着熔体,但筛孔相对较大、稀疏,而且从成分像(COMP)看,该带单斜辉石成分不均匀,由灰度明暗不同的两部分组成,这与玄武岩中具砂钟构造的单斜辉石斑晶类似

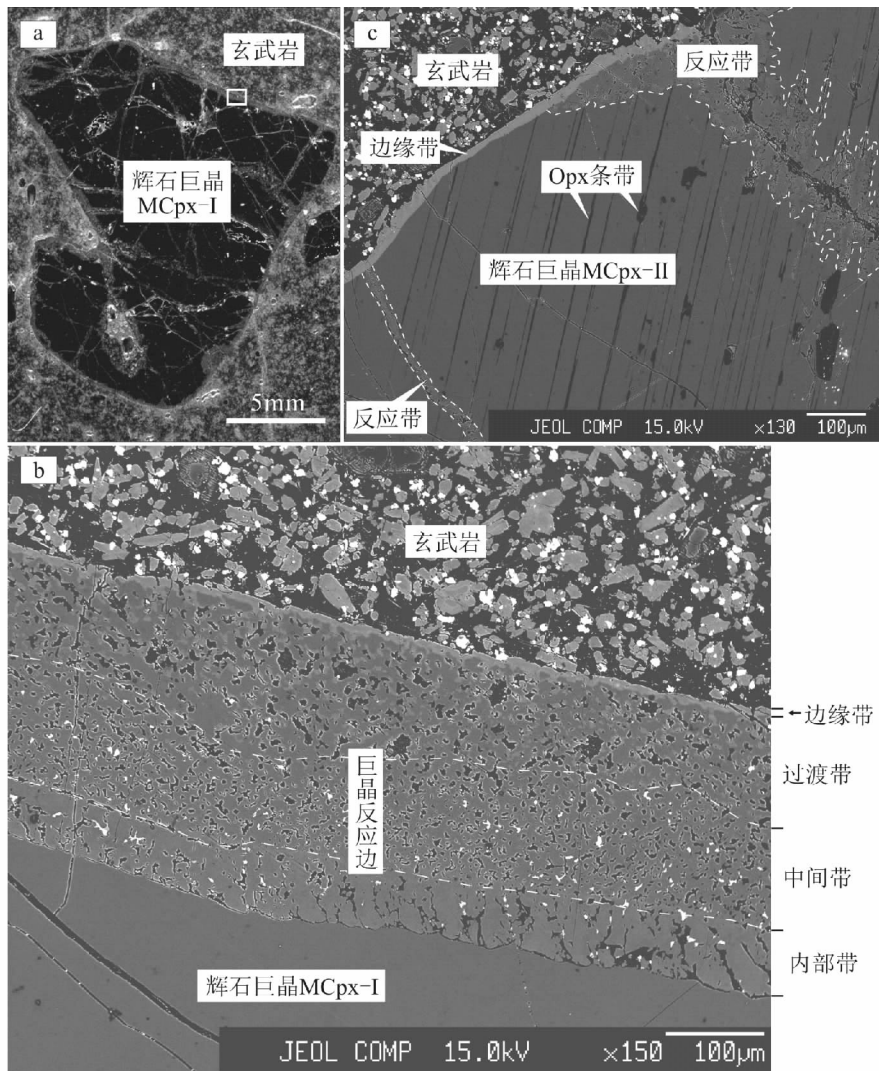


图1 昌乐碱性玄武岩中原位单斜辉石巨晶及其反应边特征

a-碱性玄武岩中原位单斜辉石巨晶显微照片;b-图a中白色小长方形区域的放大成分图像(COMP),显示单斜辉石巨晶复杂反应边的结构特征;c-单斜辉石巨晶简单反应边的结构特征

Fig. 1 Textures of the clinopyroxene megacrysts and their reaction coronas with the host basalt in Changle alkali basalt
a-Photomicrograph of clinopyroxene megacryst in alkali basalt; b-Back scattered electron image (COMP) of the complex coronas of the clinopyroxene megacryst, enlarged part of the white box in a; c-Back scattered electron image of the simple coronas of the clinopyroxene megacryst

(本文称之为似砂钟构造),该带中金属氧化物较少,颗粒也很细小;边缘带的单斜辉石灰度和成分与玄武岩中单斜辉石基本一致,为干净的单斜辉石,其中不含熔体和金属氧化物。第2类为简单反应边(MCpx-2),厚度很小,主要发育在<5mm的单斜辉石巨晶边部,沿单斜辉石巨晶的裂隙也有发育(图1c),它们在局部明显切割了单斜辉石巨晶中的斜方辉石出溶条带,其结构和灰度与复杂反应边中外部带和边缘带的单斜辉石类似。

3.2 复杂反应边的成分特征

为了探讨复杂反应边与单斜辉石巨晶和玄武岩浆之间的成分关系,笔者对复杂反应边的组成物质(单斜辉石、熔体

和金属氧化物)进行了系统的成分分析。

3.2.1 复杂反应边的单斜辉石

笔者对巨晶单斜辉石主晶、反应边中的单斜辉石以及巨晶附近玄武岩中的基质单斜辉石进行了成分分析(见表1)。根据测试点的相对位置,笔者绘制了从巨晶单斜辉石中心经反应边到玄武岩中单斜辉石的主要成分变化图解(图2)。

从图2可以清楚地看出:巨晶单斜辉石的成分明显不同于反应边中单斜辉石和玄武岩中的基质单斜辉石,前者的 Na_2O 含量明显高于后两者, CaO 含量则明显偏低,而且在后两者中 Na_2O 和 CaO 的变化幅度很小;对于其它主要元素,它们的变化基本上是以过渡带为拐点的上凸或下凹曲线,内部带的成分受巨晶的影响较大,从过渡带开始,单斜辉石成

表1 单斜辉石巨晶、复杂反应边和玄武岩中的单斜辉石成分(wt%)

Table 1 The compositions of the clinopyroxene megacrysts, clinopyroxenes in complex reaction coronas and the clinopyroxenes in the host basalt (wt%)

测点距离(mm)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总量	Al ^{IV}	Al ^{VI}	
巨晶	0.164	46.54	1.83	10.11	7.82	0.00	13.41	17.72	2.09	0.00	99.52	0.267	0.176
巨晶	1.000	46.37	1.65	9.98	8.20	0.02	12.87	18.05	1.99	0.01	99.14	0.262	0.178
巨晶	1.774	46.72	1.65	9.98	8.20	0.02	12.87	18.05	1.99	0.01	99.49	0.257	0.182
巨晶	2.589	46.35	1.70	10.17	8.13	0.00	12.91	18.26	2.16	0.00	99.67	0.271	0.176
巨晶	3.392	46.47	1.70	10.08	8.10	0.05	13.25	18.06	2.11	0.00	99.83	0.270	0.172
巨晶	4.209	46.23	1.75	10.09	8.35	0.00	12.78	17.94	2.12	0.00	99.26	0.268	0.177
巨晶	5.014	46.33	1.73	10.06	8.03	0.05	13.34	18.20	2.18	0.01	99.94	0.276	0.165
巨晶	5.805	46.57	1.80	10.32	8.01	0.07	13.15	18.04	1.85	0.00	99.81	0.269	0.182
巨晶	6.600	46.66	1.79	9.97	8.03	0.00	12.94	18.02	2.16	0.00	99.57	0.260	0.177
巨晶	7.435	46.52	1.76	10.26	8.25	0.00	12.83	18.28	2.07	0.03	100.00	0.270	0.179
巨晶	7.620	46.58	1.76	10.21	8.07	0.00	12.87	18.15	2.06	0.00	99.69	0.266	0.182
内部带	7.644	49.13	1.71	6.17	8.16	0.12	11.27	22.47	0.56	—	99.59	0.159	0.113
内部带	7.662	48.58	2.26	7.18	7.57	—	11.27	22.50	0.36	—	99.71	0.188	0.127
内部带	7.686	48.23	1.86	7.54	7.69	—	11.62	21.20	0.83	0.09	99.05	0.192	0.142
内部带	7.713	48.02	2.08	7.47	7.70	0.02	11.60	22.21	0.69	0.01	99.79	0.206	0.123
内部带	7.728	48.06	2.09	7.60	8.11	0.02	11.56	21.69	0.78	0.01	99.92	0.206	0.129
过渡带	7.735	48.71	1.57	6.12	6.90	0.02	13.13	22.69	0.38	—	99.52	0.181	0.089
过渡带	7.745	48.86	1.88	6.75	6.65	0.06	12.18	22.67	0.49	0.02	99.55	0.180	0.117
过渡带	7.763	50.17	1.41	6.02	6.64	—	12.48	22.69	0.40	0.01	99.82	0.142	0.121
过渡带	7.796	50.31	1.69	5.81	5.67	0.07	12.47	23.49	0.34	—	99.86	0.141	0.112
过渡带	7.812	48.66	1.82	6.56	6.19	0.05	13.14	22.84	0.60	—	99.86	0.193	0.094
过渡带	7.827	50.00	1.54	5.51	5.79	—	13.79	23.01	0.57	0.02	100.21	0.156	0.084
过渡带	7.841	48.73	1.83	6.63	6.23	—	13.11	22.91	0.62	—	100.06	0.193	0.096
外部带	7.856	45.69	3.31	7.96	6.95	0.04	11.54	23.53	0.43	—	99.44	0.277	0.076
外部带	7.864	47.17	1.39	6.20	6.44	0.03	15.13	22.84	0.58	—	99.78	0.236	0.037
外部带	7.877	46.58	1.58	6.45	6.65	0.07	15.01	23.05	0.66	—	100.06	0.257	0.028
外部带	7.886	42.04	3.55	9.26	8.43	—	12.20	23.49	0.68	0.02	99.68	0.392	0.025
外部带	7.901	45.88	1.66	6.73	6.84	—	14.84	23.18	0.66	0.01	99.81	0.275	0.024
外部带	7.918	43.72	2.73	8.69	7.45	0.05	12.71	23.58	0.70	0.01	99.64	0.340	0.048
外部带	7.926	46.81	1.71	6.23	6.40	0.07	14.42	22.94	0.70	—	99.28	0.238	0.038
外部带	7.935	40.86	4.51	10.95	7.87	—	11.23	23.81	0.66	0.01	99.90	0.443	0.049
外部带	7.941	46.23	1.56	6.86	6.78	—	14.82	22.94	0.70	0.02	99.91	0.266	0.037
外部带	7.956	43.88	2.98	8.97	7.33	0.07	12.11	23.41	0.79	—	99.53	0.337	0.064
边缘带	7.957	40.22	4.51	11.27	8.69	—	11.13	23.50	0.64	0.02	99.98	0.462	0.045
边缘带	7.958	42.62	3.74	8.61	8.10	—	12.05	23.96	0.67	—	99.74	0.373	0.014
边缘带	7.959	41.10	4.49	9.30	8.55	0.02	11.97	23.96	0.54	0.01	99.92	0.420	0
边缘带	7.961	42.01	4.13	9.44	8.19	0.06	11.73	23.56	0.67	—	99.79	0.398	0.027
边缘带	7.963	40.56	4.46	10.78	8.77	—	11.24	23.39	0.63	—	99.82	0.446	0.040
边缘带	7.965	38.43	6.01	12.49	9.05	0.06	9.83	23.22	0.62	0.02	99.72	0.520	0.047
边缘带	7.966	40.43	5.13	10.80	8.46	0.01	11.17	23.12	0.69	0.02	99.83	0.454	0.033
玄武岩中基质辉石	7.973	44.61	2.99	7.08	7.86	—	13.26	23.72	0.61	0.01	100.15	0.312	0.004
玄武岩中基质辉石	7.978	39.02	5.33	11.91	8.88	0.03	10.39	23.17	0.71	0.03	99.47	0.496	0.045
玄武岩中基质辉石	8.938	37.30	5.83	12.94	8.76	0.16	10.21	23.56	0.73	0.01	99.50	0.555	0.036
玄武岩中基质辉石	8.939	43.81	3.03	7.26	7.99	0.01	12.94	23.49	0.64	—	99.17	0.325	0.003
玄武岩中基质辉石	11.754	37.32	5.89	12.86	9.77	0.06	10.10	23.09	0.74	0.01	99.84	0.556	0.030
玄武岩中基质辉石	11.758	43.83	3.07	7.28	7.78	0.15	13.20	23.60	0.59	0.03	99.51	0.327	0
玄武岩中基质辉石	13.583	38.25	5.08	11.96	9.08	—	10.75	23.53	0.76	0.01	99.41	0.519	0.027
玄武岩中基质辉石	13.586	43.71	3.23	7.65	8.13	0.03	12.85	23.19	0.60	0.02	99.41	0.332	0.012
玄武岩中基质辉石	18.723	41.62	4.19	9.26	9.26	—	11.75	22.99	0.64	0.02	99.73	0.405	0.013
玄武岩中基质辉石	18.728	44.79	2.74	6.96	6.85	0.03	13.33	23.94	0.65	0.01	99.30	0.298	0.013
玄武岩中基质辉石	23.900	45.44	2.75	7.24	7.52	0.00	13.18	23.38	0.62	0.01	100.14	0.290	0.031

注:测点距离指测点距辉石巨晶中心的距离。FeO^T表示全铁,“—”表示低于仪器检测限。阳离子数以6个氧为基准计算,据电价平衡原理计算Fe²⁺和Fe³⁺(下同)

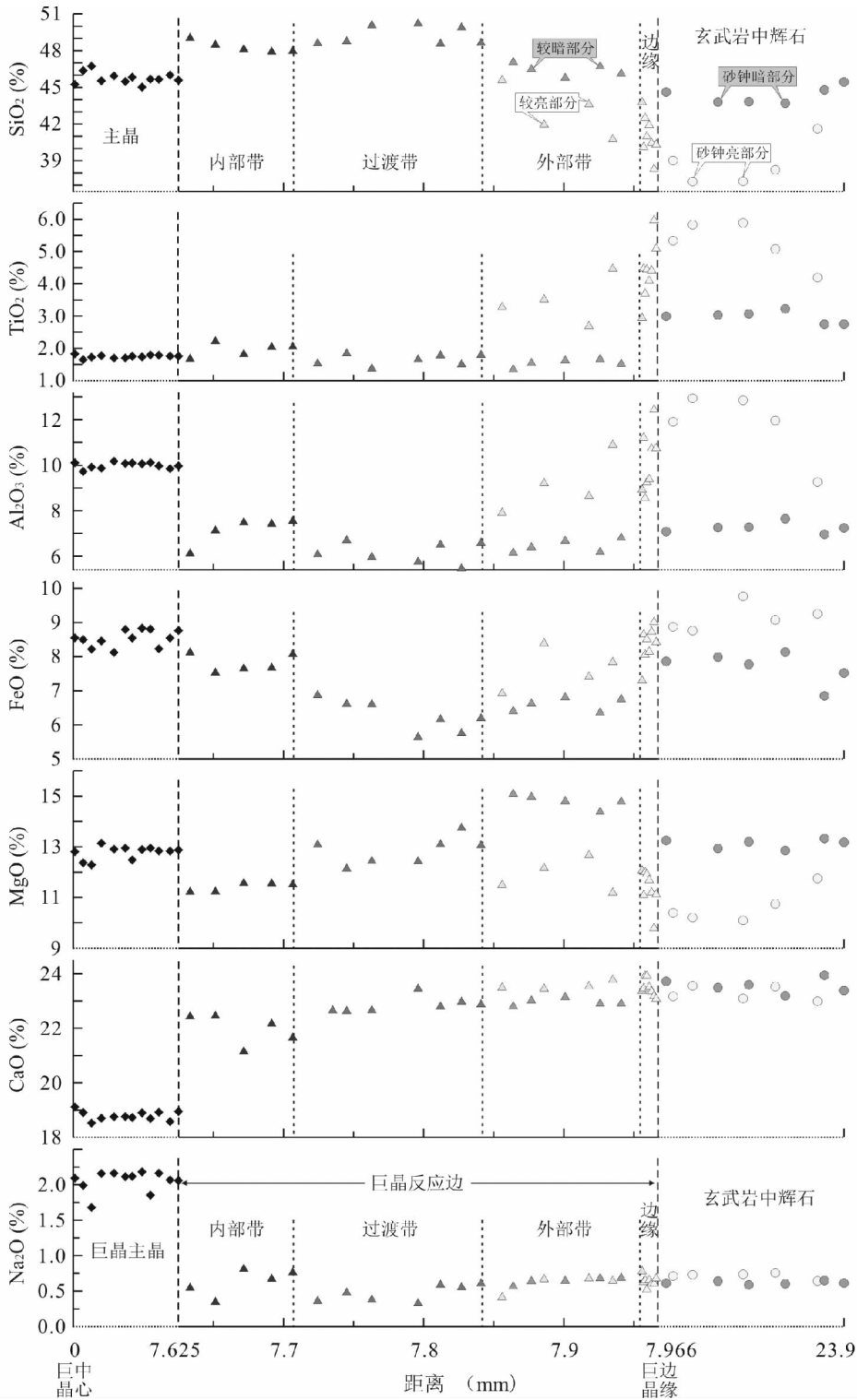


图2 一个代表性单斜辉石巨晶、复杂反应边及附近玄武岩中基质单斜辉石成分的剖面图

图中横坐标的实线部分表示等比例测点距离,而虚线部分表示非等比例测点距离(下同)

Fig. 2 Compositional profile of clinopyroxene along a representative transverse crossing a clinopyroxene megacryst, complex reaction coronas and matrix in the host basalt

The part of the real line at the abscissa figures the pro rata distance between two measured points, the part of the dashed line at the abscissa figures the disproportion distance between two measured points

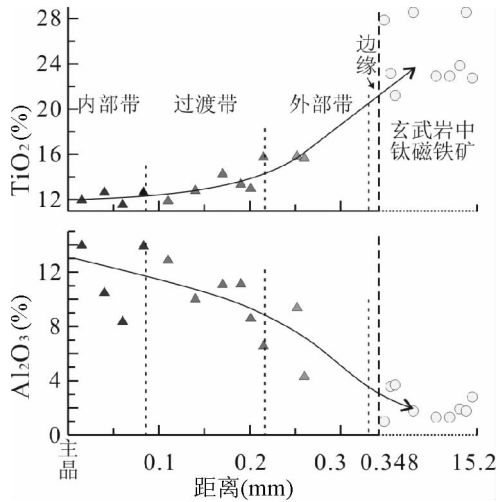


图3 一个典型单斜辉石巨晶复杂反应边中金属氧化物成分变化特征

Fig. 3 Composition variation of metal oxides in complex coronas surrounding a clinopyroxene megacryst

分就逐步趋近于玄武岩中单斜辉石。可见虽然反应边单斜辉石镶嵌在巨晶单斜辉石主晶的边部,但其成分和结构演变越来越趋近于玄武岩中的单斜辉石。

3.2.2 复杂反应边的金属氧化物

反应边中的另一种矿物为以 FeTi 为主的金属氧化物,

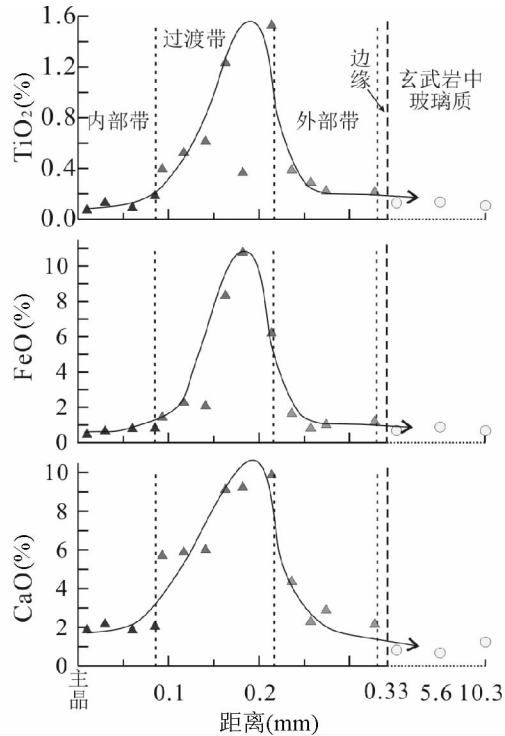
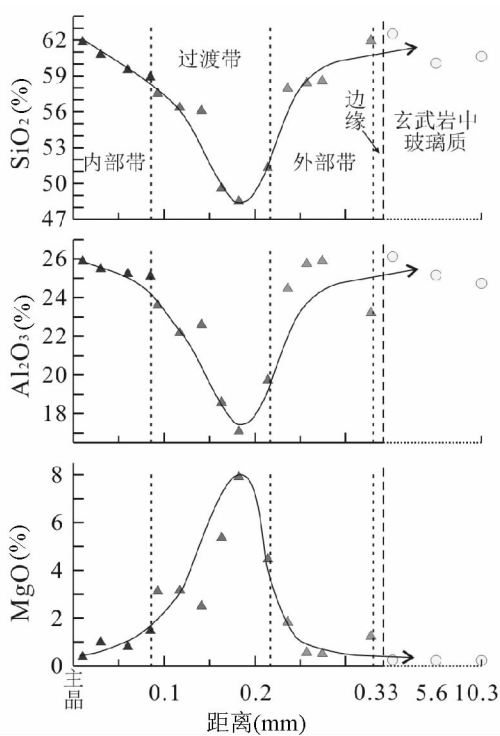


图4 一个典型单斜辉石巨晶复杂反应边中熔体成分变化特征

Fig. 4 Composition variation of the melts in complex coronas surrounding megacryst

与玄武岩中的钛铁矿相比,该金属氧化物相对贫 Ti 富 Al,而且从内部带到外部带, TiO_2 和 Al_2O_3 有逐步向玄武岩中钛铁矿成分趋近的趋势(图3)。

3.2.3 复杂反应边的熔体

在除边缘带外的单斜辉石反应边的孔隙中普遍发育玻璃质熔体,它们应该是单斜辉石等矿物结晶后的残余熔体,它们的成分变化也能反映出原始熔体(岩浆)的结晶演化特征。

图4为一个典型反应边和玄武岩中玻璃质熔体的成分变化特征,从中可以清楚地看出:从内部带到玄武岩,玻璃质熔体的成分出现规律性的变化, SiO_2 和 Al_2O_3 含量表现为先降低后升高的变化特征,而 MgO 、 TiO_2 、 FeO 、 CaO 含量则表现为先升高后降低的变化特征,成分变化的拐点均出现在过渡带中。

将复杂反应边中单斜辉石、FeTi 氧化物以及熔体的成分变化特征进行综合,并结合单斜辉石巨晶和碱性玄武岩浆的化学成分特征,可以清楚地看出:结晶出反应边内部带的原始熔体成分,受到单斜辉石巨晶的成分影响较大;而从过渡带开始到外部带、边缘带,原始熔体受单斜辉石巨晶的影响逐步降低,受碱性玄武岩浆成分的影响逐步增大,这进一步证实巨晶单斜辉石外部的灰色边为巨晶主晶与玄武岩浆反应的产物。

3.3 简单反应边的成分特征

巨晶单斜辉石的简单反应边由反应带和边缘带组成。反应带相当于复杂反应边中的外部带,它也是由筛孔中充填着

熔体的单斜辉石构成,其中单斜辉石由较亮和较暗两部分构成似砂钟构造;反应带主要分布于巨晶单斜辉石的边部或裂隙中。边缘带明显晚于反应带,边缘带常常包裹裂隙中发育反应带的单斜辉石巨晶。在成分图像(COMP)中,边缘带的灰度与玄武岩中的单斜辉石基本一致(图1c)。

图1c中具简单反应边的单斜辉石巨晶含斜方辉石的出溶条带或团块,由于出溶作用,其成分与不发育斜方辉石出溶条带但发育复杂反应边的单斜辉石巨晶有一点差异,表现为SiO₂、MgO、CaO含量增高,TiO₂、Al₂O₃、FeO含量降低(分别见表2和表1),但其反应带和边缘带的单斜辉石成分(表2)分别与复杂反应边外部带和边缘带相似(表1)。

表2 碱性玄武岩中单斜辉石矿物的化学成分(wt%)

Table 2 Pyroxenes compositions of the alkali basalts at Changle, Shandong Province (wt%)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总量	Al ^{IV}	Al ^{VI}
具简单反应边的辉石巨晶												
	48.80	0.69	7.91	5.43	0.10	16.18	19.32	1.47	0.03	99.93	0.210	0.132
	48.70	0.75	8.01	5.11	0.03	16.28	19.14	1.41	0.01	99.44	0.209	0.138
巨晶 主晶 (Cpx)	49.34	0.64	7.40	5.08	0.03	16.21	19.01	1.49	—	99.21	0.184	0.137
	49.76	0.57	7.07	5.53	0.04	16.60	18.78	1.49	—	99.85	0.179	0.126
	49.60	0.61	6.92	5.29	0.10	16.63	19.42	1.46	—	100.03	0.184	0.114
	49.09	0.61	7.18	5.40	0.04	16.63	19.56	1.55	—	100.05	0.201	0.109
	49.37	0.66	7.54	5.15	0.02	16.20	19.47	1.52	—	99.92	0.192	0.133
	49.42	0.65	7.46	4.98	0.02	16.28	18.84	1.51	—	99.15	0.183	0.140
	50.75	0.24	6.21	9.56	0.11	31.52	1.41	0.16	—	99.96		
	50.84	0.20	5.96	9.59	0.10	31.69	1.24	0.19	—	99.81		
巨晶 出溶 条带 (Opx)	50.46	0.23	6.17	9.40	0.05	31.75	1.32	0.16	0.01	99.55		
	50.40	0.24	6.02	10.01	0.06	31.87	1.14	0.17	—	99.91		
	50.50	0.22	6.08	9.81	—	31.67	1.17	0.09	—	99.54		
	50.57	0.17	5.83	9.90	0.12	31.79	1.37	0.15	—	99.90		
	50.01	0.20	6.17	10.07	0.05	31.75	1.43	0.16	0.01	99.85		
	51.82	0.28	6.29	8.89	—	30.87	1.32	0.14	0.02	99.64		
	51.77	0.22	6.07	9.28	0.06	31.36	1.18	0.14	0.01	100.09		
	51.74	0.18	6.11	9.41	0.14	31.16	1.34	0.10	—	100.19		
反应 带	48.18	0.96	6.35	5.19	0.09	15.79	22.71	0.65	0.01	99.92	0.215	0.062
	47.14	1.03	6.72	5.84	0.04	16.04	21.92	1.04	—	99.75	0.245	0.050
	46.89	1.39	6.76	6.76	0.06	15.56	21.40	0.83	0.02	99.67	0.248	0.050
	48.08	0.93	6.11	5.75	0.14	15.99	22.17	0.83	—	100.00	0.217	0.051
	48.88	0.90	5.43	5.44	0.05	16.01	21.79	0.75	0.05	99.30	0.182	0.056
边缘 带	40.80	4.01	10.05	8.61	0.11	11.81	23.95	0.75	—	100.10	0.438	0.016
	38.39	5.23	12.26	8.86	0.06	10.54	23.75	0.69	0.02	99.79	0.520	0.037
	43.74	3.19	7.82	8.07	0.01	13.02	23.51	0.64	—	100.00	0.340	0.010
	41.34	3.93	9.45	8.57	0.02	12.40	23.82	0.69	0.01	100.23	0.422	0.002
	41.34	3.91	9.79	8.68	—	11.78	23.60	0.76	0.04	99.92	0.418	0.024
	41.00	4.06	10.23	8.25	0.02	11.71	23.89	0.64	0.01	99.82	0.432	0.029
	图5a中辉石											
主晶	52.76	0.12	5.44	9.64	0.16	30.03	0.67	0.15	—	98.97		
	52.89	0.17	5.45	9.32	0.14	30.13	0.70	0.15	—	98.93		
	53.22	0.15	4.93	9.53	0.18	30.33	0.74	0.12	0.01	99.19		
反应晕	52.47	0.47	1.86	5.32	0.20	18.56	19.51	0.70	0.06	99.14	0.066	0.015
图5b中辉石												
主体	53.36	0.06	4.30	8.87	0.07	31.81	0.70	0.23	0.02	99.42		
	53.33	0.08	4.37	8.86	0.06	32.02	0.74	0.14	—	99.59		
	53.09	0.04	4.59	10.53	0.19	29.89	0.78	0.18	—	99.28		
边部	40.17	5.04	11.68	8.36	0.15	10.46	22.88	0.66	0.02	99.41	0.458	0.070
	41.18	4.12	9.83	7.80	0.03	11.83	23.71	0.70	0.02	99.22	0.419	0.026
图5c中辉石												
中心	53.26	0.07	4.46	7.13	0.15	33.04	0.53	0.07	0.01	98.72		
边部	42.77	4.05	10.74	7.92	0.13	10.71	23.03	0.55	0.01	99.91	0.380	0.099

续表 2

Continued Table 2

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总量	Al ^{IV}	Al ^{VI}
图 5d 中辉石												
核部	50.12	0.09	1.02	24.50	0.12	23.01	0.53	—	—	99.39		
	50.65	0.08	1.06	23.89	0.09	23.33	0.55	0.01	0.02	99.68		
内部	49.49	1.06	2.77	7.65	0.14	16.42	21.13	0.57	0.01	99.25	0.123	0
	49.97	0.81	2.69	9.29	0.04	17.80	18.63	0.70	0.02	99.95	0.118	0
边部	38.20	5.71	12.71	8.97	0.00	10.15	23.44	0.74	0.03	99.96	0.531	0.045
	44.75	2.95	6.75	7.87	0.02	13.25	23.63	0.56	0.03	99.81	0.302	0
	39.71	4.86	11.34	8.72	—	10.80	23.54	0.78	0.02	99.77	0.474	0.039
	44.14	3.32	7.00	7.01	0.07	13.11	23.94	0.67	0.01	99.27	0.314	0
玄武岩中辉石斑晶												
1 暗	49.20	0.33	3.31	10.23	0.06	13.39	21.99	1.36	—	99.885	0.133	0.015
亮	43.46	4.12	9.06	7.79	0.13	11.06	23.85	0.35	—	99.82	0.350	0.055
2 暗	49.18	0.60	5.21	10.75	0.12	11.87	21.77	0.84	—	100.34	0.148	0.083
亮	43.28	4.27	10.01	7.38	0.17	10.95	23.77	0.57	—	100.4	0.369	0.075
3 暗	49.84	0.45	4.40	9.66	0.07	12.28	22.16	0.83	—	99.69	0.120	0.076
亮	43.17	4.00	9.22	7.02	0.07	11.03	23.55	0.50	—	98.56	0.346	0.070
4 暗	49.51	0.50	4.61	10.65	0.05	12.01	22.04	0.77	—	100.14	0.132	0.073
亮	46.22	3.43	7.37	8.24	0.16	11.08	22.55	0.87	0.03	99.95	0.257	0.070
5 暗	48.36	1.23	8.51	6.43	0.19	13.01	20.72	1.11	—	99.558	0.206	0.166
亮	41.59	4.60	10.98	8.38	0.12	10.67	22.96	0.53	0.01	99.82	0.416	0.077
6 暗	50.11	0.35	6.32	3.50	0.13	16.96	20.08	0.84	—	98.291	0.150	0.125
亮	39.96	5.31	11.91	8.45	0.11	10.13	23.05	0.56	0.02	99.499	0.467	0.072
7 暗	51.47	0.06	1.28	8.90	0.42	13.07	23.27	0.72	—	99.175	0.047	0.010
亮	39.28	5.75	11.88	8.33	0.07	10.24	23.30	0.47	0.01	99.33	0.488	0.051
8 暗	48.98	1.48	7.78	6.33	0.16	12.85	20.25	1.38	0.01	99.222	0.180	0.160
亮	43.33	4.05	9.99	7.73	0.13	11.09	22.94	0.53	—	99.803	0.360	0.086

上述反应边的结构和成分特征的研究清楚地反映出镶嵌在巨晶单斜辉石主晶外面的灰色单斜辉石外壳,是巨晶单斜辉石主晶与玄武岩浆间相互作用形成的反应边,反应边的内部带受巨晶单斜辉石影响较大,从过渡带、外部带到边缘带,其成分逐步受玄武岩浆的控制。反应边的发育说明巨晶单斜辉石不是直接结晶自寄主碱性玄武岩浆,而是碱性玄武岩中的异源捕掳晶。

4 玄武岩中的辉石

昌乐碱性玄武岩中除存在大量单斜辉石巨晶外,还发育很多同源的辉石捕掳晶,以及斑晶单斜辉石和基质单斜辉石。

4.1 同源辉石捕掳晶

同源辉石捕掳晶可识别的只有斜方辉石,它们在被玄武岩浆夹带、向上迁移过程中,由于温度的变化,斜方辉石与玄武岩浆进一步反应形成单斜辉石,即形成鲍温所描述的反应结构(Bowen, 1956; Hyndman, 1972),这些单斜辉石一般以薄的环边发育在斜方辉石捕掳晶的外围(图 5)。

图 5a 中斜方辉石粒径有 850 μm 左右,边部发育 100 ~

150 μm 的熔蚀反应晕,该熔蚀反应晕主要是由细小的单斜辉石和熔体组成;在左上方反应晕中的单斜辉石呈细小的蠕虫状垂直斜方辉石界面生长。图 5b 中斜方辉石(180 μm 左右)及其共生的橄榄石被厚度为 10 ~ 20 μm 的单斜辉石环边包裹,在斜方辉石的边缘发育熔蚀形成的细密筛孔。图 5c 中斜方辉石(60 μm 左右)边部镶嵌了 10 ~ 20 μm 厚的单斜辉石环边,斜方辉石中发育有熔蚀形成的筛孔,而单斜辉石环边还发育砂钟构造;图 5d 中较细的斜方辉石(15 μm 左右)被较厚的单斜辉石环边包裹,类似于玄武岩中正常的单斜辉石斑晶,该单斜辉石发育清晰的砂钟构造。

笔者对这些斜方辉石捕掳晶及其单斜辉石环边进行了成分分析(见表 2)。除发育较厚单斜辉石环边的斜方辉石(图 5d),其它斜方辉石成分基本一致,普遍较富 Mg,其 En 端元在 85 ~ 88;而相关的单斜辉石,除图 5a 中反应晕以及图 5d 中紧靠斜方辉石包体的单斜辉石受斜方辉石成分影响,没有与玄武岩浆达到成分平衡外,其它与斜方辉石相关的单斜辉石均与玄武岩中单斜辉石成分一致(详见表 1、表 2)。

4.2 玄武岩中斑晶单斜辉石和基质单斜辉石

昌乐碱性玄武岩中斑晶辉石都是单斜辉石,晶形较好,粒径为 100 ~ 300 μm 。它们普遍具有砂钟构造(图 5e、5f)。

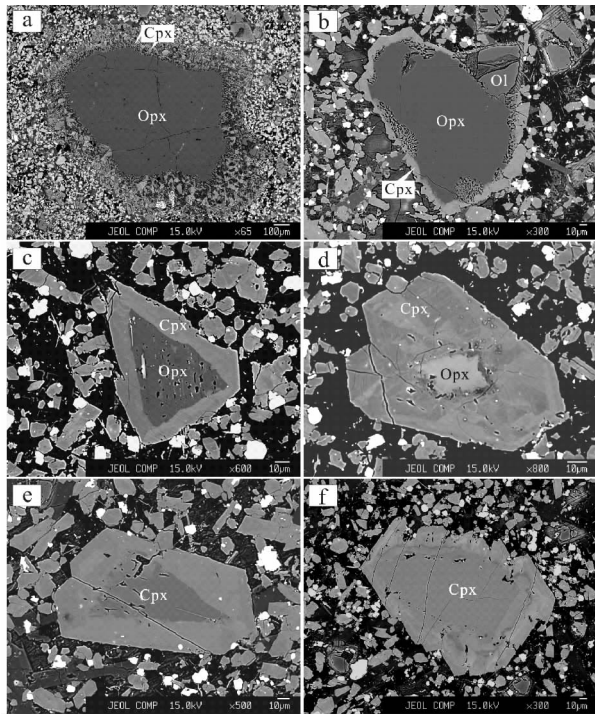


图5 昌乐碱性玄武岩中辉石矿物的结构特征

a-斜方辉石边部发育熔蚀反应晕,在左上方反应晕中单斜辉石呈细小的蠕虫状垂直斜方辉石边界生长;b-斜方辉石被10~20 μm 的单斜辉石环边包裹,在斜方辉石的边缘有熔蚀形成的细密筛孔;c-斜方辉石边部镶嵌的单斜辉石环边,斜方辉石中均匀分布有熔蚀形成的筛孔;d-具砂钟构造的单斜辉石包裹斜方辉石;e和f具砂钟构造的单斜辉石斑晶

Fig. 5 Textures of pyroxenes in the Changle alkali basalt
a-Reaction rim surrounding a orthopyroxene xenocryst. At top-left of the reaction rim, amoeboid clinopyroxenes form vertical to orthopyroxene boundary; b-Orthopyroxenes, with dissolution related sieve texture at the edge, are surrounded by clinopyroxenes in 10~20 μm ; c-The edge of orthopyroxenes are surrounded by clinopyroxenes, with sieve texture in the orthopyroxenes; d-Sector-zoned clinopyroxenes surrounding orthopyroxenes; e and f-Clinopyroxene phenocrysts with sector-zoned texture

基质中的辉石也都是单斜辉石,粒径为10~30 μm ,同样具有清晰的砂钟构造(图1、图5)。

成分分析表明,斑晶单斜辉石(表2)和基质单斜辉石(表1)成分基本一致,砂钟构造的较亮部分 TiO_2 和 Al_2O_3 明显高于较暗部分,分别与巨晶单斜辉石反应边的外部带中较亮和较暗部分的成分类似。另外,不管是异源还是同源捕虏晶,它们最外层的单斜辉石反应边或环边均与玄武岩中的斑晶和基质单斜辉石成分一致,说明它们已与玄武岩浆间达到成分平衡。

5 讨论

5.1 各类单斜辉石与碱性玄武岩浆间的关系

上述研究表明,在昌乐碱性玄武岩中发育的单斜辉石巨晶的成分与直接从碱性玄武岩浆中结晶出的斑晶单斜辉石

和基质单斜辉石明显不同,单斜辉石巨晶应非同源的捕虏晶。斑晶单斜辉石和基质单斜辉石作为直接从碱性玄武岩浆中结晶出来的产物,其成分与玄武岩浆达到平衡;而巨晶单斜辉石与斑晶单斜辉石和基质单斜辉石间存在巨大的成分差异(见图2、表1、表2),显示单斜辉石巨晶与岩浆间的成分不平衡。另外,在巨晶单斜辉石与寄主玄武岩间普遍发育反应边,反应边的结构(内部带有梳状结构,图1)及成分(巨晶单斜辉石的成分被熔到最靠近的岩浆中,图2~图4)特征均反映出:在反应边形成的过程中,巨晶单斜辉石与碱性玄武岩浆间存在较大温度差。反应边可能是岩浆组分(温度相对较高)在巨晶单斜辉石(温度相对较低)外部快速反应、结晶的产物;而复杂反应边和简单反应边的差异则主要是由于巨晶单斜辉石颗粒的大小造成的。颗粒大,巨晶单斜辉石与岩浆间达到温度平衡所需时间较长,复杂反应边中的不同带(图1)可能就是不同平衡温度下的产物,在图6a单斜辉石巨晶的 $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}}$ 图解中,从内部带、过渡带、外部带到边缘带,单斜辉石的投影点从高压的“玄武岩中包体”区域过渡到低压的“火成岩”区域,就是它们形成于不同温压条件的反映;反之,颗粒小,达到温度平衡所需时间短,只能结晶出最后近平衡时的边缘带。巨晶单斜辉石与碱性玄武岩浆间成分和温度的不平衡,反映出巨晶单斜辉石是被上升的碱性玄武岩浆所捕获并携带到地表的外来非同源的捕虏晶。

同源辉石捕虏晶是玄武岩浆从源区分离出来时所夹带的源区未熔融(残留)的辉石矿物。从昌乐碱性玄武岩中包裹的地幔橄榄岩来看,地幔橄榄岩中的矿物都可能成为玄武岩中的捕虏晶,除本文研究的单斜辉石和斜方辉石外,还有橄榄石和尖晶石(董泽龙,2005)^①,但由于玄武岩浆与单斜辉石(以及橄榄石)间在温度、成分上达到平衡,因此,后期从岩浆中结晶形成的单斜辉石与从源区捕获的单斜辉石成分基本一致,从而使单斜辉石捕虏晶无法与直接从岩浆中结晶的单斜辉石斑晶相区分,但从单斜辉石 $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}}$ 图解(图6c)中可以看出:部分单斜辉石斑晶的中心与玄武岩中地幔橄榄岩包体的单斜辉石同处于“玄武岩中包体”区域,说明结晶于压力较大的环境中,这些斑晶辉石的核部可能就代表了同源的单斜辉石捕虏晶。

同源的斜方辉石捕虏晶在玄武岩中比较好识别,在其边缘均发育单斜辉石环边(图5a-d)。在随岩浆上升过程中,被玄武岩浆夹带的同源斜方辉石捕虏晶虽然与岩浆间温度达到平衡,但成分上是不平衡的,这样在温度下降时,在斜方辉石边缘就出现了鲍温反应系列所描述的单斜辉石反应边(Bowen, 1956; Hyndman, 1972),而且单斜辉石的结构特征似乎受斜方辉石颗粒大小影响较大,随着斜方辉石粒径的减小,反应边中单斜辉石由细小蠕虫状(图5a)到小颗粒集合体(图5b),然后发展到具砂钟构造的较大单颗粒(图5c,d),

^① 董泽龙. 2005. 山东、海南新生代玄武岩与刚玉关系研究. 南京大学硕士学位论文

表3 玄武岩中二辉橄榄岩包体中单斜辉石成分(wt%)

Table 3 Composition of clinopyroxenes in the lherzolite xenoliths in the Changle alkali basalts (wt%)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总量	Al ^{IV}	Al ^{VI}
49.88	0.95	7.74	6.67	0.15	12.51	20.12	2.14	—	100.16	0.161	0.175
49.81	0.92	7.63	6.76	0.12	12.25	20.16	2.02	—	99.66	0.155	0.178
50.06	0.95	7.60	6.68	0.22	12.52	19.78	2.10	—	99.92	0.152	0.178
49.77	0.96	7.76	6.45	0.13	12.12	20.47	2.11	—	99.77	0.158	0.180
49.78	0.95	7.68	6.62	0.16	12.27	20.23	2.06	0.02	99.76	0.158	0.177
50.27	1.03	7.69	6.29	0.15	12.36	20.10	2.05	—	99.93	0.149	0.185
50.15	1.01	7.58	6.56	0.15	12.36	19.97	2.02	—	99.79	0.148	0.181
49.96	1.01	7.84	6.50	0.17	12.44	20.21	2.00	—	100.11	0.160	0.180
49.90	0.97	7.55	6.51	0.19	12.32	19.97	1.92	0.02	99.33	0.149	0.181
50.20	0.92	7.51	6.67	0.19	12.45	19.88	2.14	—	99.95	0.148	0.178
50.17	0.99	7.73	6.43	0.14	12.47	20.01	2.04	—	99.96	0.152	0.183
50.13	0.87	7.21	6.41	0.18	12.45	20.13	2.01	—	99.40	0.141	0.174
50.05	0.92	7.33	6.60	0.19	12.64	19.54	2.08	—	99.33	0.144	0.176
49.88	0.95	7.50	6.48	0.21	12.21	19.72	2.13	—	99.08	0.145	0.183
49.93	0.98	7.40	6.23	0.16	12.37	20.39	2.06	0.01	99.52	0.150	0.173
49.84	0.96	7.44	6.47	0.12	12.28	20.25	2.07	—	99.43	0.151	0.174
50.33	0.99	7.62	6.58	0.15	12.56	19.72	1.97	—	99.92	0.146	0.184
50.01	1.09	7.53	6.53	0.20	12.50	19.88	2.05	0.01	99.80	0.153	0.175
50.16	0.99	7.45	6.56	0.15	12.57	20.18	1.98	—	100.04	0.151	0.172
49.85	0.93	7.45	6.62	0.21	12.51	20.15	1.92	—	99.65	0.154	0.171
49.70	0.92	7.27	6.59	0.13	12.46	20.20	1.93	—	99.20	0.151	0.168
50.48	1.00	7.57	6.64	0.13	12.56	20.11	1.97	—	100.45	0.148	0.178
49.48	0.97	7.48	6.62	0.17	12.24	20.00	1.96	—	98.92	0.154	0.175
50.35	0.94	7.55	6.68	0.13	12.63	20.10	1.98	0.01	100.37	0.150	0.176
50.32	0.94	7.84	6.69	0.16	12.39	19.84	1.95	0.03	100.17	0.150	0.190
50.13	0.74	7.47	6.89	0.08	12.33	20.73	2.18	0.01	100.56	0.155	0.169

这可能说明斜方辉石颗粒越大,越难与岩浆达到成分平衡,从而在岩浆冷却结晶过程中,大颗粒斜方辉石大部分时间是与岩浆进行成分平衡反应,只有较少的时间用于结晶形成单斜辉石,而小颗粒斜方辉石很快与岩浆形成成分平衡,有充足的时间以斜方辉石为晶核结晶形成“单斜辉石斑晶”。另外,玄武岩中二辉橄榄岩包裹体中斜方辉石的主要化学成分为:SiO₂ 51.51% ~ 55.66%, Al₂O₃ 2.69% ~ 5.28%, FeO 6.8% ~ 16.85%, MgO 26.04% ~ 32.95%,玄武岩中具单斜辉石反应边或镶嵌边的斜方辉石成分(表2)都处于该成分范围,这是否也佐证了玄武岩中具单斜辉石反应边的斜方辉石为同源捕虏晶的观点?

5.2 单斜辉石巨晶的成因

为了探讨昌乐碱性玄武岩中单斜辉石巨晶的成因,我们结合玄武岩中二辉橄榄岩包体中单斜辉石的化学成分(表3),对玄武岩中各类单斜辉石的结晶条件特别是结晶时的压力条件进行了计算和对比,以期获得有关的成因信息。

单斜辉石 Al^{VI}/Al^{IV} 比值可以作为结晶压力的定性指标(Aoki and Kushiro, 1968; Thompson, 1974; Wass, 1979)。Aoki and Shiba(1973)利用单斜辉石的 Al^{IV}-Al^{VI}图解,区分出了形成于不同压力下的单斜辉石的成分区域。图6为昌乐

碱性玄武岩中各类单斜辉石的 Al^{IV}-Al^{VI}图解。

从图6中可以清楚地看出,巨晶单斜辉石的主晶都投影于相对高压的“麻粒岩和玄武岩中包体”区域,复杂反应边的内部带和过渡带虽然也投影于该区域,但其压力相对要低一点,复杂反应边中外带和边缘带以及简单反应边中的单斜辉石主要投影于低压的“火成岩”区域(图6a-b),说明巨晶单斜辉石的反应边主要是在从高压环境向较低压环境迁移过程中与岩浆反应形成的;玄武岩中二辉橄榄岩包体中的单斜辉石均投影于“麻粒岩和玄武岩中包体”区域,而玄武岩中斑晶单斜辉石的核部,部分投影于相对高压的“麻粒岩和玄武岩中包体”区域,但大多数还是与边部及基质单斜辉石一样,投影在“火成岩”区域,这可能说明部分斑晶单斜辉石的核部结晶于(或来源于)较高压的地幔,为同源捕虏晶。

为了进一步了解巨晶单斜辉石的形成环境,笔者利用 Nimis and Ulmer (1998)标定的单斜辉石压力计对巨晶单斜辉石和二辉橄榄岩包体中单斜辉石的结晶压力进行了定量估算。具复杂反应边的巨晶单斜辉石结晶压力为 13.1 ~ 14.0kbar,其反映的结晶深度在 47 ~ 51km;由于发生了出溶作用,具简单反应边的巨晶单斜辉石的形成压力降低到 8.5 ~ 11.3kbar;而玄武岩中二辉橄榄岩包体中单斜辉石的结晶压力为 10.9 ~ 12.0kbar,其反映的结晶深度为 38 ~ 43km。朱

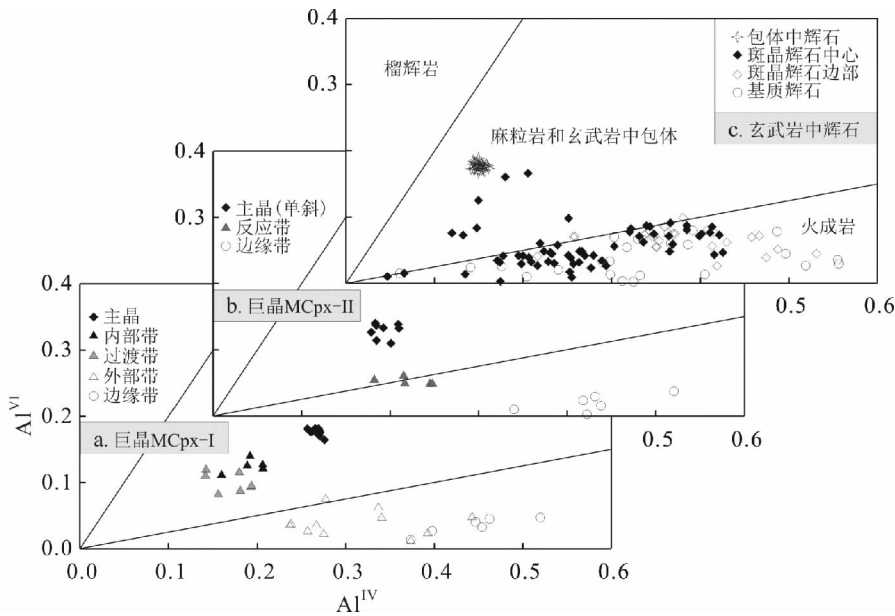


图6 昌乐碱性玄武岩中各类单斜辉石的 Al^{IV} - Al^{VI} 图解(据 Aoki and Shiba, 1973)

a-具复杂反应边的巨晶单斜辉石;b-具简单反应边的巨晶单斜辉石;c-玄武岩中的斑晶单斜辉石、基质单斜辉石以及二辉橄榄岩包体中的单斜辉石,除表1、2、3中的数据外,其余数据引自董泽龙(2005)

Fig. 6 The Al^{IV} - Al^{VI} diagram of the clinopyroxenes in the Changle alkali basalts (after Aoki and Shiba, 1973)

a-the clinopyroxene megacryst with complex coronas; b-the clinopyroxene megacryst with simple coronas; c-the clinopyroxenes phenocrysts and matrix in the Changle basalt and clinopyroxene in the lherzolite xenoliths, the data besides in the tables 1, 2 and 3, the else data are given in Dong (2005)

光等(2002)通过对横穿郯庐断裂带的五条地质断面的分析和研究,认为临沂东郯庐断裂带下的莫霍面深度约30km,而软流圈深度在60km左右。本文所研究的昌乐地区,就位于临沂东面的郯庐断裂带附近,因此,巨晶单斜辉石的结晶位置是处于地幔岩石圈下部,靠近岩石圈与软流圈的界面,而二辉橄榄岩包体中的单斜辉石形成于地幔岩石圈的上部、接近壳幔边界(莫霍面)。

关于碱性玄武岩中单斜辉石巨晶的成因,前人已做了大量的研究工作。最流行的成因观点为碱性玄武岩浆在地幔高压环境中结晶形成(Irving, 1978; Irving and Frey, 1984; 陈道公等,1997a; Woodland and Jugo, 2007)。而对于昌乐碱性玄武岩的成因,杨岳衡等(2006)通过对该玄武岩的Hf同位素研究,认为其物质来源于亏损的软流圈。

通过本文的研究,笔者认为形成山东昌乐含巨晶单斜辉石的碱性玄武岩,其物质来源至少有两方面:一是形成单斜辉石巨晶的、来自软流圈的熔体,二是萃取自地幔岩石圈二辉橄榄岩中的熔体。形成模式为:来自软流圈的碱质基性熔体上侵,在靠近软流圈与岩石圈界面的地幔岩石圈下部积聚(地幔岩浆房),结晶形成单斜辉石,由于该处温压条件稳定,并长期有同成分熔体的补充,从而形成成分均一、颗粒巨大的单斜辉石矿物;后来由于郯庐断裂带的活动,使得积聚在该处的熔体携带大量单斜辉石巨晶快速向上运移,在地幔岩石圈上部、接近莫霍面处,与夹带大量同源捕虏晶和包体的、来自地幔岩石圈的玄武岩浆混合,在随混合岩浆向上运移过

程中,巨晶单斜辉石就与混合后的碱性玄武岩浆反应形成反应边的内部带和过渡带,在到达下地壳岩浆房后,玄武岩浆开始结晶出单斜辉石斑晶,巨晶单斜辉石反应边的外部带也在这一阶段形成;一段时间后,该碱性玄武岩浆上升喷出地表形成昌乐碱性玄武岩,上升过程中形成基质单斜辉石和巨晶单斜辉石反应边的边缘带。

6 结论

通过对昌乐碱性玄武岩中各类单斜辉石矿物的研究,笔者获得如下新认识。

(1)昌乐碱性玄武岩中的单斜辉石巨晶为非同源的捕虏晶,它们形成于地幔岩石圈下部、靠近岩石圈与软流圈的界面处,结晶于来自软流圈的碱质基性熔体。

(2)巨晶单斜辉石与玄武岩间的反应边虽然与巨晶构成一个整体,但只有其内部带受巨晶单斜辉石影响较大,而从过渡带、外部带到边缘带,受玄武岩浆的影响逐步增大。反应边的结构和组分特征反映其主要是巨晶单斜辉石与玄武岩浆间温度差引起的,巨晶颗粒大,调整巨晶与岩浆间温度差的时间就长,就形成复杂反应边;反之,颗粒小,调整温度差的时间就短,只能形成简单反应边。

(3)玄武岩中具反应边的斜方辉石为同源捕虏晶,其反应边为斜方辉石与岩浆间成分差异造成的,它实际上就是鲍温所描述的一种反应边结构。而部分单斜辉石核部的高压

结晶环境,揭示了其同源捕虏晶的身份。

致谢 在本文工作过程中得到南京大学王汝成教授以及中国科学院广州地球化学研究所黄小龙博士和中国石油大学马在平副教授的帮助,另外,审稿人对文稿提出了非常有益的修改意见,在此一并深表感谢。

References

- Aoki K and Kushiro I. 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher. Eifel. Contrib. Mineral. Petrol., 25: 284 – 288
- Aoki K and Shiba I. 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. Lithos, 6: 41 – 51
- Bowen NL. 1956. The Evolution of the Igneous Rocks. New York: Dover Publications, 332
- Chen DG, Xia QK and Zhi XC. 1997a. Geochemistry of clinopyroxene megacrysts from Nushan, Anhui. Acta Mineralogica Sinica, 17(3): 260 – 269 (in Chinese with English abstract)
- Chen DG, Xia QK and Zhi XC. 1997b. Geochemistry of megacrysts in Cenozoic basalts of eastern China. Acta Geoscientia Sinica, 18(3): 299 – 305 (in Chinese with English abstract)
- Dobosi G and Jenner GA. 1999. Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, north Hungary: A study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Lithos, 46(4): 731 – 749
- Hyndman DW. 1972. Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. New York: McGraw-Hill, 533
- Irving AJ. 1978. Flow crystallization: A mechanism for fractionation of primary magmas at mantle pressure. EOS, 59: 1214
- Irving AJ and Frey FA. 1984. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts; Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. Geochim. et Cosmochem. Acta, 48: 1201 – 1221
- Nimis P and Ulmer P. 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural barometer for anhydrous and hydrous basic and ultrabasic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 133: 122 – 135
- Suthirath C, Saminpanya S, Droop GTR, Henderson CMB and Manning DAC. 2001. Clinopyroxene-corundum assemblages from alkali basalt and alluvium, eastern Thailand; Constraints on the origin of Thai rubies. Mineralogical Magazine, 65(2): 277 – 295
- Thompson RN. 1974. Some high-pressure pyroxenes. Mineral. Mag., 39: 768 – 787
- Wass SY. 1979. Fractional crystallization in the mantle of late stage kimberlitic liquids; Evidence in xenoliths from Kiama area, N. S. W., Australia. In: Boyd FR and Meyer HOA (eds.). The Mantle Sample: Inclusions In Kimberlites and Other Volcanics. Am. Geophys. Union, Washington, DC, 366 – 373
- Woodland AB and Jugo PJ. 2007. A complex magmatic system beneath

the Deves volcanic field, Massif Central, France; Evidence from clinopyroxene megacrysts. Contrib. Mineral. Petrol., 153: 719 – 731

- Xia QK, Chen DG, Guo LH and Zhi XC. 1999. Structural water in mantle-derived clinopyroxene megacrysts from hannuoba: FTIR investigations. Acta Mineralogica Sinica, 19(2): 161 – 165 (in Chinese with English abstract)
- Xia QK, Luigi D, Cao H, Chen DG, Wu YB and Cheng H. 2002. Oxygen isotopic heterogeneity in the mantle: Evidence from clinopyroxene megacrysts of Nushan, eastern China. Chinese Science Bulletin, 47(3): 181 – 186
- Xia QK, Pan YJ, Chen DG, Deloule E, Zhi XC, Cheng H and Wu YB. 2001. Hydrogen isotopic compositions of mantle-derived clinopyroxene megacrysts from Hannuoba by ion microprobe: Microscale heterogeneity. Acta Petrologica Sinica, 17(1): 7 – 10 (in Chinese with English abstract)
- Yang YH, Zhang HF, Xie LW, Liu Y, Qi CS and Tu XL. 2006. Petrogenesis of typical Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from the North China Craton; New evidence from Hf isotopic studies. Acta Petrologica Sinica, 22(6): 1665 – 1671 (in Chinese with English abstract)
- Yu JH and Luo SW. 2000. Megacrysts from Cenozoic Yingfengling basalt in Leizhou peninsula. Acta Mineralogica Sinica, 20(2): 191 – 199 (in Chinese with English abstract)
- Zhi XC, Chen P, Lin CZ, Chen SQ, Zhang GL, Li YZ and Lin L. 2001. Oxidation experiment of natural megacrystal clinopyroxene: Implications for assignment of Mossbauer spectra. Acta Geologica Sinica, 75(1): 51 – 58
- Zhu G, Song SZ, Niu ML, Liu GS and Wang YS. 2002. Lithospheric textures of the Tanlu fault zone and their genetic analysis. Geological Journal of China Universities, 8(3): 248 – 256

附中文参考文献

- 陈道公,夏群科,支霞臣. 1997a. 安徽女山单斜辉石巨晶的地球化学. 矿物学报, 17(3): 260 – 269
- 陈道公,夏群科,支霞臣. 1997b. 中国东部新生代玄武岩中巨晶矿物的地球化学. 地球学报, 18(3): 299 – 305
- 夏群科,陈道公,郭立鹤,支霞臣. 1999. 汉诺坝幔源单斜辉石巨晶中的结构水:红外光谱观察. 矿物学报, 19(2): 161 – 165
- 夏群科,潘尤杰,陈道公,DELOULE Etienne,支霞臣,程昊,吴元保. 2001. 汉诺坝幔源单斜辉石巨晶氢同位素组成的离子探针分析:微尺度不均一性. 岩石学报, 17(1): 7 – 10
- 杨岳衡,张宏福,谢烈文,刘颖,祁昌实,涂湘林. 2006. 华北克拉通中、新生代典型火山岩的岩石成因: Hf 同位素新证据. 岩石学报, 22(6): 1665 – 1671
- 于津海,罗树文. 2000. 雷州半岛英峰岭新生代玄武岩中的捕虏巨晶. 矿物学报, 20(2): 191 – 199
- 朱光,送传中,牛漫兰,刘国生,王勇生. 2002. 郯庐断裂带的岩石圈结构及其成因分析. 高校地质学报, 8(3): 248 – 256