

# 河北汉诺坝玄武岩中深源包体和巨晶分布的动力学机理

袁万明 冯家麟

(河北地质学院, 石家庄 050031)

**主题词** 岩浆动力学 玄武岩 巨晶

**提 要** 汉诺坝碱性玄武岩是深源包体和巨晶的主要寄主岩, 同时, 也有不含包体的碱性玄武岩和含包体的拉斑玄武岩。本文基于理论计算, 探讨了包体和巨晶分布的动力学机理。

80年代, 人们对玄武岩及其深源岩石包体和巨晶矿物的特征与成因进行了大量深入细致地研究, 取得了可喜成就。然而, 对于玄武岩中深源包体和巨晶矿物侵位与分布的动力学机制, 特别是从理论上的定量化探讨, 却很少有人问津。本文主要依据理论计算结果, 阐述河北汉诺坝玄武岩中包体和巨晶分布规律与动力学特征间的关系。

## 1 汉诺坝玄武岩及其包体和巨晶的分布特征

汉诺坝玄武岩分布于河北省张家口市以北的万全、崇礼、张北和尚义四县境内, 受崇礼—赤城深大断裂的控制, 分布面积约 1700 km<sup>2</sup>, 构成蒙古高原南缘的一部分。一般可分出 20—30 个熔岩层, 最大厚度可达 400 m, 系晚第三纪多期火山活动的产物。主体不整合于太古宙、侏罗纪和白垩纪的地层之上, 其间有多层河湖相沉积夹层。岩性以碱性系列玄武岩和拉斑系列玄武岩为主, 少量为过渡系列玄武岩。其中一个显著特点是碱性玄武岩与拉斑玄武岩成层相间, 交替产出, 构成 4—6 个旋回。

汉诺坝玄武岩内赋存有深源岩石包体和巨晶矿物, 已为众人所知。但需特别指出, 不仅仅是碱性玄武岩含有包体和巨晶, 亦并非碱性玄武岩毫无例外地均含有包体和巨晶。实际上, 拉斑玄武岩亦可含有包体和巨晶, 碱性玄武岩亦可不含包体和巨晶, 只是赋存包体和巨晶的主岩以碱性玄武岩为主而已。为了便于表达, 分别称为含包体玄武岩和无包体玄武岩。包体和巨晶除呈星散状态分布于玄武岩中外, 更多的是发育一种颇为独特的深源包体堆积体, 其规模不等, 包体成分以尖晶石二辉橄榄岩类为主和少量辉石岩类。其中尖晶石二辉橄榄岩类包体内包括少量过渡型二辉橄榄岩包体, 特征是  $MgO/(FeO)$  低 ( $<4$ ), 富含易熔组分; 辉石岩类包体主要有二种类型, 一种是绿色型辉石岩, 为以透辉石(或次透辉石)和顽火辉石(或古铜辉石)为主的二辉岩、单辉岩, 系辉石岩的主要类型; 另一种是黑色型辉石岩包体, 是以铝质普通辉石为主、古铜辉石为次的单辉岩, 其含量较少。包体结构、大小和

形态变化较大。大麻坪 1 号堆积体规模最大, 长约 100m, 宽约 50m, 厚度可达 60m, 包体类型主要为尖晶石二辉橄榄岩, 包体直径一般为 10—50 cm。包体与寄主岩分布面积比例可达 8:2—9:1。汉诺坝玄武岩内巨晶成分主要为单斜辉石, 次为歪长石和石榴石, 钛磁铁矿和金云母甚少。

不同类型玄武岩和包体的化学成分列于表 1, 巨晶矿物的化学成分列于表 2。

表 1 汉诺坝玄武岩及其包体的化学成分

Table 1 Chemical composition of basalts and xenoliths from Hannuoba area

序号	样数	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	53	49.84	1.63	15.27	5.08	5.29	0.13	6.68	8.45	2.93	1.01	0.37
2	12	50.50	1.86	15.36	4.73	5.94	0.12	5.49	7.22	3.61	1.80	0.43
3	1	47.90	2.14	15.41	5.72	4.89	0.16	6.60	9.98	3.27	1.83	0.51
4	13	43.74	2.40	13.00	5.42	7.65	0.16	8.06	8.01	3.56	1.65	0.99
5*	21	43.74	0.16	2.24	2.40	6.98	0.15	39.49	2.80	0.52	0.08	
6*	4	42.97	0.17	2.05	3.76	8.82	0.17	36.89	2.53	0.48	0.02	0.01
7*	4	50.63	0.36	6.69	2.62	4.90	0.16	21.75	11.02	0.58	0.10	
8*	2	45.40	0.64	11.58	3.36	8.89	0.21	15.20	12.23	1.20	0.34	

\* 据鄂莫岚等(1987)<sup>[1]</sup>。

1—无包体拉斑玄武岩; 2—含包体拉斑玄武岩; 3—无包体碱性玄武岩; 4—含包体碱性玄武岩; 5—尖晶石二辉橄榄岩包体; 6—过渡型橄榄岩包体; 7—绿色型辉石岩包体; 8—黑色型辉石岩包体

表 2 汉诺坝玄武岩中巨晶矿物的化学成分

Table 2 Chemical composition of megacrysts in Hannuoba basalts

序号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O
1*	50.49	0.71	8.73	2.44	6.05	0.13	15.76	14.66	1.51	0.05	0	0
2	40.39	0.21	21.89	3.22	10.85	0.32	14.54	6.19	1.23	0.50	0.10	0.88
3	67.25	0	18.77	0.61	0.45	0	0	0.82	7.80	3.64	0	0.43

资料来源于[1], \* 为 4 个样的均值。

1—单斜辉石; 2—石榴石; 3—歪长石

## 2 包体和矿物沉浮的理论依据

包体和巨晶的定位主要与其沉浮行为和寄主岩浆的上侵速度有关。一般认为, 在高于液相线温度条件下, 可把硅酸盐熔体当作牛顿型流体来处理, 这时, 包体或矿物在熔体中的沉浮行为取决于二者的密度, 当包体或矿物的密度大于熔体密度时则下沉, 反之则上浮。然而, 当岩浆含有的晶体达到体积的百分之几时, 就具有有限屈服强度, 表现出宾汉体的流变学行为<sup>[2]</sup>, 所以, 岩浆一般均属于非牛顿型流体, 这时包体或矿物若下沉(或上浮), 不仅需要其密度比寄主岩浆大(或小), 而且需要体积足够大, 以致克服岩浆的屈服强度。包体或矿物在岩浆中沉浮的最小半径  $r^*$  是<sup>[3]</sup>:

$$r^* = 15 \sigma_0 / (4 g \Delta \rho) \quad (1)$$

式中  $g$  为重力加速度,  $\Delta\rho$  为包体或晶体与岩浆的密度差,  $\sigma_0$  为屈服强度。关于岩浆屈服强度的具体数据不多, 依据实验结果<sup>[4]</sup>, 在低于液相线温度时, 无水硅酸盐熔体的屈服强度为  $10-150 \text{ Nm}^{-2}$ , 随着晶体的不断析出, 屈服强度可达到  $250 \text{ Nm}^{-2}$ 。岩浆的酸性程度愈大, 屈服强度愈大。 $\sigma_0$  值的大小, 还取决于晶体体积的份数  $\phi$ <sup>[3]</sup>:

$$\sigma_0 = k_1 \phi^3 \quad (2)$$

其中  $k_1$  为具有应力量纲的经验常数, 对基性岩浆来说,  $k_1 = 3 \times 10^3 \text{ Nm}^{-2}$ 。

包体在基性岩浆中沉浮的速度  $U_1$  由下式求出<sup>[3]</sup>:

$$U_1 = 0.344 \left( \frac{\Delta\rho g}{\rho_f} \right)^{5/7} \left( \frac{\rho_a}{\eta} \right)^{3/7} \left( R - \frac{15 \sigma_0}{4 \Delta\rho g} \right)^{8/7} \quad (3)$$

式中  $\rho_f$  和  $\eta$  分别为岩浆的密度和粘度,  $\rho_a$  和  $R$  分别包体的密度和包体的实际半径, 其它同式 (1)。

矿物晶体在岩浆中的沉浮速度  $U_2$  为<sup>[5]</sup>:

$$U_2 = 2 g \Delta\rho [r - 15 \sigma_0 / (4 g \Delta\rho)]^2 / 9 \eta \quad (4)$$

式中  $r$  为晶体实际半径, 其它同式 (3)。

除了包体或矿物自身的沉浮行为外, 岩浆的上升速度亦是重要影响因素, 岩浆上升速度愈大, 携带能力愈强, 反之则弱。Kushiro (1980) 给出的计算公式为<sup>[6]</sup>:

$$U_3 = (\rho_s - \rho_f) \cdot g \cdot \Delta x^2 / 12 \eta \quad (5)$$

$U_3$  为岩浆上升速度,  $\Delta x^2$  为裂隙宽度,  $\rho_s$  和  $\rho_f$  分别为围岩和岩浆的密度。

### 3 本区包体与巨晶的动力学特征

#### 3.1 密度与粘度

由上述可知, 欲探讨包体和巨晶的沉浮行为, 必须首先对有关密度和粘度值进行计算。密度值依据 Bottinga 等 (1970) 提出的公式, 利用氧化物偏摩尔体积进行计算<sup>[7]</sup>:

$$\rho = \sum X_i M_i / \sum X_i \bar{V}_i \quad (6)$$

式中  $\rho$  为密度 ( $10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ),  $X_i$  为主要氧化物的摩尔分数,  $\bar{V}_i$  为主要氧化物的偏摩尔体积 ( $10^{-6} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$ ),  $M_i$  为氧化物的摩尔质量 (氧化物的分子量)。偏摩尔体积根据莫宜学 (1984)<sup>[8]</sup> 研究成果计算。取温度  $T = 1300^\circ\text{C}$ , 基于表 1 和表 2 的化学成分, 则不同类型玄武岩熔体以及各种包体和巨晶矿物的密度计算结果由表 3 给出。可见, 碱性玄武岩比拉斑玄武岩的密度大, 各种超镁铁质包体和巨晶矿物 (除歪长石外) 的密度大于玄武岩熔体的密度。显然, 这些包体和巨晶没有沉下去, 而是保留下来, 亦说明岩浆过程中, 较重的包体和巨晶并非总是下沉的, 而是受多种动力学因素的限制。

粘度在数值上等于所施加的应力与应变率之比, 其 SI 制单位为  $\text{Pa} \cdot \text{s}$  (牛顿·秒·米<sup>-2</sup> 或公斤·秒·米<sup>-1</sup>), 过去曾用 P (克·厘米<sup>-1</sup>·秒<sup>-1</sup>) 作单位, 二者的关系为  $1 \text{ Pa} \cdot \text{s} = 10 \text{ P}$ 。熔体粘度可由氧化物含量计算, 计算公式为<sup>[7]</sup>:

$$\ln \eta = 10^4 S / T - 1.5 S - 8.70 \quad (7)$$

式中  $\eta$  为粘度 ( $\text{Pa} \cdot \text{s}$ ),  $T$  为热力学温度 ( $K$ ),  $S$  为特征斜率, 即:

$$S = \sum X_i (S_i^0 X_{\text{SiO}_2}) / (1 - X_{\text{SiO}_2}) \quad (8)$$

表 3 汉诺坝玄武岩熔体的密度 ( $10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) 和粘度 ( $\text{Pa}\cdot\text{S}$ ) 以及包体和巨晶的密度

Table 3 Densities and viscosities of basalts and densities of xenoliths and megacrysts from Hannuoba area

	玄武岩熔体				包 体				巨 晶		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$\rho$	2.620	2.599	2.637	2.690	2.841	2.866	2.711	2.770	2.710	2.735	2.311
$\eta$	17.774	22.852	11.875	4.804							

序号 1—8 同表 1; 9—单斜辉石; 10—石榴石; 11—歪长石

其中  $X_i$  为除  $\text{SiO}_2$  之外的各主要氧化物的摩尔分数,  $X_{\text{SiO}_2}$  为  $\text{SiO}_2$  的摩尔分数,  $S_i^0$  为各主要氧化物的经验偏摩尔系数, 即 “ $\text{AlO}_2$ ” ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  摩尔的 2 倍) = 6.7,  $\text{CaO}$ 、 $\text{TiO}_2$  = 4.5,  $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$  = 3.4,  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  = 2.8。仍取  $T = 1300^\circ\text{C}$ , 由表 1 化学成分便求出不同玄武岩熔体的粘度 (表 3)。计算结果表明, 碱性玄武岩熔体比拉斑玄武岩熔体的粘度小。

### 3.2 包体和巨晶沉浮的最小半径

包体或巨晶沉浮的最小半径与熔体屈服强度  $\sigma_0$  有关。前已述及, 熔体屈服强度的大小, 受熔体酸性程度的制约。由于拉斑玄武岩与碱性玄武岩均属基性岩, 基性程度相差甚小, 所以屈服强度较小, 并且基本相同。因此, 取  $\sigma_0 = 20 \text{ Nm}^{-2}$ , 密度差  $\Delta\rho$  值由表 2 有关数据求出。各种包体和巨晶在不同玄武质熔体中的最小沉浮半径  $r^*$  据式 (1) 予以计算。计算结果 (表 4) 说明, 各种包体和矿物巨晶 (除歪长石外) 在碱性玄武岩熔体中的最小沉浮半径比拉斑玄武岩熔体大中的要大。

### 3.3 包体与巨晶的沉浮速度

对于密度大于熔体密度的包体或巨晶, 其实际半径大于最小下沉半径  $r^*$  时便下沉。为了统一标准衡量对比, 根据各种包体和巨晶矿物在不同岩浆熔体中  $r^*$  值的变化范围 (表 4), 取包体实际半径  $R = 0.10 \text{ m}$ , 取巨晶矿物  $R = 0.40 \text{ m}$ , 分别由式 (3) 和式 (4) 计算其下沉速度, 计算结果列于表 5。

表 4 汉诺坝玄武岩熔体内不同包体和巨晶的最小沉浮半径 (m)

Table 4 Minimum settling or ascending radii (m) of xenoliths and megacrysts in Hannuiba basaltic melts

熔 体	包 体				巨 晶		
	尖晶石橄榄岩	过渡型橄榄岩	绿色型辉石岩	黑色型辉石岩	单斜辉石	石榴石	歪长石
无包体拉斑玄武岩	0.035	0.031	0.085	0.051	0.085	0.067	0.025
含包体拉斑玄武岩	0.032	0.029	0.086	0.045	0.069	0.057	0.027
无包体碱性玄武岩	0.037	0.033	0.103	0.057	0.104	0.078	0.024
含包体碱性玄武岩	0.051	0.043	0.367	0.096	0.380	0.172	0.020

绿色型辉石岩包体在碱性玄武岩熔体内的最小下沉半径  $r^* > 0.1 \text{ m}$ , 当实际半径  $R =$

表 5 各种包体( $R = 0.10 \text{ m}$ )和巨晶( $r = 0.40 \text{ m}$ )在不同玄武岩熔体中的下沉速度( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Table 5 Settling velocities( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) of xenoliths( $R = 0.10 \text{ m}$ ) and megacrysts( $r = 0.40 \text{ m}$ ) in basaltic melts

熔体	包体				巨晶	
	尖晶石橄榄岩	过渡型橄榄岩	绿色型辉石岩	黑色型辉石岩	单斜辉石	石榴石
无包体拉斑玄武岩	0.842	0.971	0.084	0.452	1.090	1.551
含包体拉斑玄武岩	0.854	0.968	0.198	0.514	1.157	1.520
无包体碱性玄武岩	0.898	1.053	—	0.421	1.180	1.858
含包体碱性玄武岩	0.803	1.049	—	0.030	0.004	1.049

0.1m 时还难以下沉,所以,表 5 中相对应的下沉速度值不存在。歪长石的密度  $\rho = 2.335 \times 10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ , 小于寄主岩熔体的密度, 所以不具下沉性, 当其实际半径  $r$  大于最小上浮半径  $r^*$  时, 则呈上浮状态。其他包体和巨晶在含包体碱性玄武岩熔体内的下沉速度均明显小于其在拉斑玄武岩熔体或无包体碱性玄武岩熔体内的下沉速度。

#### 4 包体与巨晶定位的机理

包体和巨晶的沉浮行为主要与其在寄主岩熔体内的最小沉浮半径和沉浮速度有关。上述计算结果(表 4)表明, 碱性玄武岩熔体内包体和巨晶的最小下沉半径  $r^*$  均比拉斑玄武岩熔体大, 最小上浮半径(歪长石)比拉斑玄武岩熔体中的小, 这与包体和巨晶主要赋存于碱性玄武岩内相一致, 说明最小下沉半径愈大或最小上浮半径愈小, 则愈有利于包体或巨晶的上升定位。与拉斑玄武岩和不含包体碱性玄武岩相比, 含包体碱性玄武岩熔体内包体和巨晶(除歪长石外)的最小下沉半径较大, 下沉速度较小, 而歪长石的最小上浮半径较小, 上浮速度较大(表 4、表 5), 这反映了最小下沉半径愈大、下沉速度愈小, 或最小上浮半径愈小、上浮速度愈大, 则包体和巨晶愈易于上升定位。因此, 本区各种包体和巨晶的主要寄主岩是含包体碱性玄武岩。

尖晶石二辉橄榄岩包体比过渡型二辉橄榄岩包体的最小下沉半径  $r^*$  大, 下沉速度小, 故前者含量多。对于辉石岩类包体, 绿色型辉石岩的  $r^*$  值较大, 下沉速度较小(当  $R < r^*$  时, 实际上不具下沉性), 故其含量相对较多, 而黑色型辉石岩包体却很少。与巨晶石榴石相比, 单斜辉石巨晶的  $r^*$  值较大, 下沉速度较小, 从而导致单斜辉石巨晶含量远比石榴石多。

对于不同类型的包体, 例如相对于橄榄岩类包体而言, 辉石岩类包体的最小下沉半径  $r^*$  较大, 下沉速度较小, 从而似乎辉石岩类包体含量应该比橄榄岩类包体多, 而事实上是橄榄岩类包体远多于辉石岩类包体。造成这种现象的原因, 可能是辉石岩类在源区的含量本来就很少, 而橄榄岩类却是上地幔的主要岩石。

歪长石由于密度较寄主岩小, 其沉浮行为与其他包体和巨晶不同。当实际半径  $r$  大于最

小上浮半径  $r^*$  时则上浮,  $r$  与  $r^*$  的差值愈大, 其上浮速度愈快, 并且递增幅度亦较大 (表 6)。这就意味着, 歪长石晶体愈大, 愈容易上升定位。正因为如此, 所以实际所见歪长石粒度往往较大, 有些可达 15—25 cm。

本区超镁铁质岩包体直径一般为 10—50 cm, 所以绝大多数包体的半径  $R$  值比计算所得最小下沉半径  $r^*$  值大, 从而应具有一定的下沉速度, 但是, 这些包体已经产于地表, 说明还存在一种大于包体下沉力的携带力, 以致使包体上升至地表。这种携带力就是由上升速度比包体下沉速度大的寄主岩熔体提供的。岩浆上升速度愈大, 携带能力愈强, 从而愈有利于包体或巨晶的上升定位。根据式(5), 当熔体上升通道宽度一定时, 岩浆熔体的粘度是影响上升速度特别显著的因素, 粘度每增加 1 倍, 则上升速度减小 12 倍。本区爆发相中巨晶一般含量多, 直径大; 溢流相中含量少。由于碱性玄武岩熔体的粘度比拉斑玄武岩熔体小, 其中含包体碱性玄武岩熔体比无包体碱性玄武岩熔体小 2.5 倍, 比拉斑玄武岩熔体小 3.7—4.8 倍, 所以, 含包体碱性玄武岩相对具有较大的上升速度, 以致携带有较多的包体和巨晶。

经理论计算, 含包体拉斑玄武岩的最小沉浮半径 (表 4)、沉浮速度 (表 5、表 6) 和熔体粘度值 (表 3) 均与无包体拉斑玄武岩和无包体碱性玄武岩相近, 没有显示出更有利于携带包体上升的特征, 说明包体的上升定位还受其他因素的限制。例如, 当岩浆熔体较富挥发组分, 而使粘度变小, 或者当上升通道较大时, 均可使上升速度剧增, 进而达到携带包体上升的能力, 含包体拉斑玄武岩熔体可能具有这样的特征。

表 6 歪长石在不同玄武岩熔体中的上浮速度 ( $m \cdot s^{-1}$ )

Table 6 Ascending velocities ( $m \cdot s^{-1}$ ) of anorthoclase megacrysts in basaltic melts

半径 (m)	0.03	0.06	0.10	0.13	0.16	0.19	0.29	0.40
熔体								
无包体拉斑玄武岩	$1 \times 10^{-3}$	0.047	0.214	0.420	0.693	1.035	2.666	5.336
含包体拉斑玄武岩	$3 \times 10^{-4}$	0.031	0.148	0.294	0.489	0.734	1.906	3.830
无包体碱性玄武岩	$2 \times 10^{-3}$	0.080	0.349	0.677	1.112	1.655	4.240	8.463
含包体碱性玄武岩	$1.3 \times 10^{-2}$	0.272	1.094	2.071	3.357	4.952	12.502	24.775

## 5 几点认识

(1) 包体和巨晶的分布受相同的动力学因素 (如最小沉浮半径、沉浮速度、熔体上升速度等) 控制, 故往往同时产出。

(2) 密度大于 (或小于) 熔体的包体或巨晶, 主要赋存于最小下沉半径大 (或上浮半径小)、下沉速度小 (或上浮速度大) 和熔体上升速度大的玄武岩中。含包体碱性玄武岩熔体比拉斑玄武岩熔体的最小下沉半径大 (上浮半径小)、下沉速度小 (上浮速度大)、熔体上升速度大, 而无包体碱性玄武岩的这些特征值与拉斑玄武岩相近。

(3) 尖晶石橄榄岩包体之所以比过渡型橄榄岩包体多, 绿色型辉石岩包体比黑色型辉

石岩包体多, 单斜辉石巨晶比石榴石巨晶多, 均与前者最小下沉半径大、下沉速度小有关。

(4) 歪长石巨晶密度明显比寄主岩小, 最小上浮半径很小, 晶粒愈大, 上浮速度愈大, 愈有利于上升定位, 所以, 所见歪长石晶粒一般较大。

(5) 玄武岩熔体粘度愈小, 上升速度愈大, 携带能力愈强。含包体碱性玄武岩熔体粘度比无包体碱性玄武岩熔体和拉斑玄武岩熔体小 2.5—4.8 倍, 故其上升速度较大, 从而含有较多的包体和巨晶。

(6) 拉斑玄武岩熔体携带包体上升定位, 可能还受其他因素的控制, 如富含挥发分或上升通道大等, 均可导致上升速度剧增, 进而达到携带包体上升的能力。

最后需指出的是, 由于已有化学分析结果的限制, 本文的各种玄武岩化学成分均没能包括挥发组分, 仅相当于干熔体的状况, 有待于今后在恢复熔体实际组成的基础上予以研究探讨。不过, 这不会影响基本结论的正确性。

### 参 考 文 献

- 1 鄂莫岚, 赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社, 1987. 133—268.
- 2 Sparks R S, Pinkerton H and Mac Donald R. The transport of xenoliths in magmas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1977, 35: 234—238.
- 3 Spera F J. Aspects of magma transport. In: Hargraves R B, ed. *Physics of Magmatic Processes*, Princeton Univ. Press, Princeton, 1980. 265—324.
- 4 McBirney A R and Noyes R M. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.* 1979, 20: 487—554.
- 5 马昌前. 结晶分异作用的岩浆动力学条件. *地球科学*, 1989, 14 (3): 245—252.
- 6 Kushiro I. Viscosity, density, and structure of silicate melts at high pressures, and their petrological applications. In: Hargraves R B, ed. *Physics of Magmatic Processes*, Princeton Univ. Press, Princeton, 1980. 93—120.
- 7 马昌前. 硅酸盐熔体的粘度、密度及其计算方法. *地质科技情报 (武汉地质学院)*, 1987, 4: 142—150.
- 8 莫宣学. 岩浆中氧化物组分的偏摩尔体积及其岩石学意义. *地球科学*, 1984, (1): 31—42.

## Dynamic Mechanism of the Distribution of Deep-Seated Xenoliths and Megacrysts in Hannuoba Basalts of Hebei Province

Yuan Wanming, Feng Jialin  
(Hebei College of Geology)

**Key words:** magmatic dynamics; basalt; xenolith; megacryst

### Abstract

Alkali basalts in Hannuoba area of northern Hebei are the major host



rocks of deep-seated xenoliths and megacrysts. In addition, there are some alkali basalts containing no xenoliths and megacrysts and some tholeiites containing xenoliths and megacrysts. This paper deals with the dynamic mechanism for the distribution of xenoliths and megacrysts on the basis of theoretical calculation. Xenoliths or megacrysts with densities larger than those of magmatic melts are mainly present in basaltic melts with large minimum settling radii( $r^*$ ) and low settling velocities ( $U_1$  of xenoliths or megacrysts and high ascending velocities ( $U_3$ ). Spinel peridotite xenoliths are more abundant than transitional type peridotite xenoliths, green pyroxenite xenoliths are richer than black pyroxenite xenoliths, and clinopyroxene megacrysts are higher in content than garnet megacrysts, all related to large  $r^*$  and low  $U_1$  values of the formers. Anorthoclase megacrysts are obviously lower than host rocks in density and have very small minimum ascending radii. The larger the grain size, the higher the ascending velocity of anorthoclase. Therefore, the anorthoclase occurring in basalts generally has comparatively large grain size.

www.yskw.ac.cn